



FCEFyN

Doctorado en Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Universidad Nacional de Córdoba



Tesis de doctorado

Estudio litofacial, petrogenético y geoquímico de la Formación Yacoraite (noroeste argentino)

Ariadna Coppa Vigliocco

Directores:

**Dr. Ricardo A. Astini
Dr. Fernando J. Gomez**

2023

Esta tesis doctoral se la dedico con todo mi amor a mi familia, a mi mamá, mi abuela y hermana, que son mi vida entera.

Agradecimientos

En los últimos meses he recibido enormes demostraciones de contención, cariño, ayuda emocional y académica de parte de muchas personas hermosas que me rodean. Por tal motivo, un simple gracias no alcanza... Para comenzar, quiero agradecerle en primer lugar a mi director Ricardo, por su infinita disposición y paciencia conmigo durante todos estos años. Por permitirme ser parte de tu equipo de trabajo y, además, abrirme las puertas de la cátedra de Estratigrafía que tanta satisfacción me da y es en sí misma otra instancia de aprendizaje. Gracias por compartir absolutamente todo de vos, no solo lo académico sino también lo humano, incluyendo a tu hermosa familia y principalmente por mostrarme el camino de la discusión de ideas y a perder el miedo a equivocarme. Gracias Fer, por tu completa predisposición en todo momento para brindarme tu conocimiento y tu templanza y contención emocional. Alivianaste muchos momentos en lo que todo parecía cuesta arriba, siempre proponiendo una solución y dándome la libertad de elegir. Espero que mi futuro próximo sea compartiendo más y mejor junto a ustedes.

Mi otro gran sostén son mis amigas y amigos de la oficina y de la vida, gracias de todo corazón por su ayuda, charlas largas y abrazos fuertes. Lau que bien que le haces a esa oficina! Disfruto tanto las charlas con mates lavados que quiero que continúen. Gracias amigas del instituto con las que compartimos día a día todo lo que nos da la vida, risas, preocupaciones y más... con ustedes todo es mejor. Infinitas gracias!

Gime Urán este pequeño párrafo te lo dedico a vos, amiga de siempre, gracias por compartir taaaanta vida juntas. Más que agradecida por tenerte en mi vida y por tu acompañamiento en esta etapa que además compartimos, te extraño muchísimo, pero la distancia nunca será motivo de distancia.

Juan José, gracias por tu amor incondicional, por entender completamente cada etapa que fui atravesando acompañándome en todo momento. Gracias por brindarme todo de vos, por ser y hacer cuando yo no podía. Ni con todos los señuelos del mundo estaría a mano jaja.

Gracias gigantescas a mis amigos paleos, no quiero dejar de nombrar a nadie, Dino, Diego y su familia, Cachu y Sol, gracias por ofrecer su ayuda siempre, por ser Uber en muchísimas oportunidades y por incluirme en sus vidas, son todos muy importantes para mí y los quiero.

Quiero incluir en este agradecimiento a Pilar Ávila y Nerina Pisani por su compañerismo, su amistad y por su ayuda en ciertos momentos que más lo necesitaba.

Gracias a equipo técnico del Instituto, por su buena predisposición para realizar cada análisis que necesité. Gracias por las charlas compartidas con Pepón e Ile, gracias por su paciencia.

RESUMEN

En esta tesis doctoral se realizó una caracterización sedimentológica, estratigráfica y geoquímica de alta resolución (facies y microfacies) en las “calizas” de la Formación Yacoraite dentro de la subcuenca de Tres Cruces, para precisar los ambientes depositacionales, la influencia continental o marina en cada caso, discriminar factores bióticos y abióticos en la formación de carbonatos, y a partir de la integración de los datos, proponer un modelo evolutivo paleoambiental para esta subcuenca. Para ello, se analizaron 6 secciones estratigráficas en localidades de la provincia de Jujuy y se levantaron columnas estratigráficas de detalle mediante metodología tradicional en las localidades de: Hornocal, Espinazo del Diablo, Yavi, Tres Cruces, Jueya y Calilegua. Se reconocieron patrones de apilamiento, se realizaron caracterizaciones petrográficas y microfaciales, se identificaron facies y asociaciones de facies en un contexto secuencial y se analizaron particularmente los ooides y las facies oolíticas. Especialmente se realizó un estudio microfacial de detalle complementado con un análisis geoquímico de REYs (Elementos de Tierras Raras e Ytrio) y de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (por ej. Ca, Mg, Sr, Mn, Fe) para hacer un screening diagenético. En base a las evidencias de conjunto se interpretó la dinámica evolutiva y la paleogeografía de la cuenca y subcuenca, infiriéndose los ambientes y las características de los sistemas depositacionales, discutiéndose análogos modernos a los fines comparativos.

Desde el punto de vista litofacial y petrográfico, se reconocieron 16 tipos litológicos, que se encuentran presentes en todas las secciones. En el intervalo carbonático basal se reconocieron 3 asociaciones de facies carbonáticas y en el intervalo superior 2 asociaciones de facies, éstas últimas discriminadas en general según se tratase de condiciones de lago abierto o cerrado.

El análisis de facies y su arreglo estratigráfico permitió distinguir un patrón consistente en un intervalo basal predominantemente carbonático reconocible en todas las secciones, seguido por un intervalo superior integrado por facies carbonáticas y siliciclásticas en relaciones lateralmente muy variables entre secciones. Las facies carbonáticas (especialmente los grainstones del miembro carbonático inferior), muestran abundancia y diversidad de ooides extremadamente altas. Un exhaustivo estudio analítico de los ooides desde el punto de vista morfológico, estructural y composicional, permitió proponer una clasificación que integra aspectos descriptivos de ooides y facies oolíticas, la identificación de patrones de forma, estructura y composición de ooides, y el reconocimiento de procesos y condiciones ambientales complejos genéticamente interrelacionados.

Sobre la base de criterios litofaciales, estratigráficos y geoquímicos, se concluye que la Formación Yacoraite, en la subcuenca de Tres Cruces, posee al menos una primera secuencia estratigráfica de carácter marino muy extendida, representada por el intervalo carbonático basal, y por encima sucesiones continentales de diferente naturaleza, involucrando registros lacustres mixtos de gran variabilidad lateral a nivel de subcuenca.

Las evidencias sugieren una paleogeografía de bordes de geometría compleja que dieron lugar a un mosaico de diferentes condiciones depositacionales a nivel muy local o restringido, lo cual explicaría la variación lateral de facies, verificables aún en el miembro carbonático inferior. La unidad se habría desarrollado en general bajo condiciones restringidas de espacio de acomodación teniendo en cuenta las frecuentes evidencias de exposición subaérea, estadios de hipersalinidad y la alta productividad de la fábrica carbonática en general.

Desde el punto de vista sedimentológico, el análisis de facies, incluyendo la factoría carbonática y la notable influencia de mareas en la generación de estructuras sedimentarias, indica sistemas depositacionales marinos someros de circulación restringida. Desde el punto de vista estratigráfico, se destaca la marcada continuidad lateral de este miembro a nivel regional y la naturaleza de sus contactos limitantes, que permiten se consideran superficies diagnósticas de un evento marino transgresivo desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial. Particularmente la superficie basal, limitante con la Formación Lecho, resulta indicativa de procesos erosivos asociados con una transgresión marina, sugiriendo que se trata de una superficie de biselamiento cubierta y solapada, a nivel regional, por coquinas y depósitos residuales típicamente transgresivos. La superficie del tope de este intervalo carbonático representa una exposición prolongada, que indica karstificación y retrabajo notable en ambientes subaéreos. Ésta, constituye un límite de secuencia indicando el final de la incursión marina propiamente dicha.

Esta interpretación está apoyada además por las evidencias del análisis geoquímico de RREE y REYs, incluyendo enriquecimiento de HREE respecto a LREE, anomalías de Y, y relaciones Y/Ho supercondríticas e incluso (hasta cierto punto) anomalías negativas de Ce y positivas de Eu y Gd. La transgresión inicial de la unidad, con la instalación inmediata de una fábrica carbonática extremadamente productiva, se habría desarrollado sobre un paisaje carente de relieves y topografías significativas, de interior continental previamente peneplanizado (sin actividad tectónica y sometido a subsidencia térmica remanente, de carácter regional).

El nuevo rango temporal para la Formación Yacoraite sugiere que la influencia marina en el miembro inferior calcáreo es sólidamente consistente con un pico del nivel del mar reconocido a nivel global a finales del Maastrichtiano, aproximadamente entre 68 y 65 Ma, que generó en el marco proto-andino un mar epicontinental, denominado engolfamiento andino, que penetró en el noroeste argentino en la región del retroarco andino desde el norte. Para explicar la distribución de facies en el miembro inferior calcáreo se hipotetiza un paleoambiente análogo al de Hamelin Pool, en Shark Bay, oeste de Australia.

Hacia la parte superior sólo se desarrollaron en el marco de un paisaje peneplanizado, propio de una etapa de sag, sistemas lacustres mixtos fundamentalmente controlados por el clima, el espacio de acomodación posiblemente vinculado con la compactación y las interrelaciones entre suministro detrítico y fábrica carbonática. Además de un cambio notable hacia el registro de facies siliciclásticas que indican un gran control por aporte terrígeno, representado por margas y calcipelitas en paquetes de alternancia variable, la interpretación de un sistema lacustre mixto, se apoya

en la gran variabilidad lateral de las facies, asociaciones de facies e indicadores geoquímicos. El análisis de facies apoya el desarrollo de lagos parcialmente carbonatados en balance hidrológico y condiciones de estabilidad, como para permitir la coexistencia de precipitación de carbonatos superpuesta a la decantación de finos terrígenos con abundancia de materia orgánica en regiones interiores (facies profundas), a la vez que en las regiones marginales continuaron desarrollándose sistemas estromatolíticos. El modelo ambiental para este tramo medio-superior de la unidad es comparable con los conocidos intervalos microbialíticos de la cuenca eocena de Green River en Norteamérica.

Los registros marinos del miembro calcáreo basal de la Formación Yacoraite en la Subcuenca de Tres Cruces, son únicos y permiten distinguirlos de los de las demás subcuencas. En el contexto paleogeográfico postulado para la cuenca en general, cuya influencia marina provendría del noroeste, estas evidencias son consistentes con la continuidad lateral entre la Formación Yacoraite y la Formación El Molino en Bolivia hacia el norte, que exhibe claras evidencias marinas en prácticamente todo su espesor.

ABSTRACT

In order to carrying out a high resolution sedimentological, stratigraphic and geochemical characterization (facies and microfacies) in the "limestones" of the Yacoraite Formation within the Tres Cruces sub-basin, to specify the depositional environments, the continental or marine influence in each case, to discriminate biotic and abiotic factors in the formation of carbonates, and from the integration of the data, to propose a paleoenvironmental evolutionary model for this sub-basin, 6 stratigraphic sections were analyzed in localities of the province of Jujuy. Detailed stratigraphic columns were surveyed using traditional methodology in the localities of: Hornocal, Espinazo del Diablo, Yavi, Tres Cruces, Jueya and Calilegua. Stacking patterns were recognized, petrographic and microfacial characterizations were performed, facies and facies associations were identified in a sequential context, particularly ooids and oolitic facies were analysed. In particular, a detailed microfacial study was carried out, complemented by a geochemical analysis of REYs (Rare Earth Elements and Yttrium) and of major, minor and trace elements (for example, Ca, Mg, Sr, Mn, Fe) to carry out a diagenetic screening. Based on the whole evidence, the evolutionary dynamics and paleogeography of the basin and sub-basin were interpreted, inferring the environments and characteristics of the depositional systems, discussing modern analogues for comparative purposes.

From the lithofacial and petrographic point of view, 16 lithological types were recognized, which are present in all sections. In the basal carbonate interval, 3 carbonate facies associations were recognized and in the upper interval 2 facies associations, the latter generally discriminated according to whether they were open or closed lake conditions.

The analysis of the facies and their stratigraphic arrangement made it possible to distinguish a pattern consisting of a basal interval that was predominantly carbonate recognizable in all sections, followed by an upper interval made up of carbonate and siliciclastic facies in laterally highly variable relationships between sections. The carbonate facies (especially the grainstones of the lower carbonate member), show extremely high abundance and diversity of ooids. An exhaustive analytical study of ooids from the morphometric, structural and compositional point of view, allowed us to propose a classification that integrates descriptive aspects of ooids and oolitic facies, the identification of patterns of shape, structure and composition of ooids, and the recognition of processes. and genetically interrelated complex environmental conditions.

Based on lithofacial, stratigraphic and geochemical criteria, it is concluded that the Yacoraite Formation, in the Tres Cruces sub-basin, has at least one very extended first marine stratigraphic sequence, represented by the basal carbonate interval, and continental successions above it. of a different nature, involving mixed lacustrine records with great lateral variability at the sub-basin level.

The evidence suggests a paleogeography of edges with a complex geometry that gave rise to a mosaic of different depositional conditions at a very local or restricted level, which would explain the lateral variation of facies, still verifiable

in the lower carbonate member. In general, the unit would have been developed under restricted accommodation space conditions, taking into account the frequent evidence of subaerial exposure, hypersalinity stages, and the high productivity of the carbonate factory in general.

In the lower carbonate member, the general correlation between the surveyed profiles indicates a general north-south, and to some extent west-east, gradient in the carbonate versus clastic ratio. From the sedimentological point of view, the facies analysis, including the carbonate factory and the notable influence of tides in the generation of sedimentary structures, indicates shallow marine depositional systems with restricted circulation. From the stratigraphic point of view, the noticeable lateral continuity of this member at the regional level and the nature of its limiting boundaries stand out, which allow diagnostic surfaces of a transgressive marine event to be considered from the point of view of sequential stratigraphy. Particularly, the basal surface above the Lecho Formation, is indicative of erosive processes associated with a marine transgression, suggesting that it is a ravinement surface covered and overlapped, at a regional level, by coquinas and residual deposits typically transgressive. The top surface of this carbonate interval represents prolonged exposure, indicating karstification and notable rework in subaerial environments. This constitutes a sequence limit indicating the end of the marine incursion itself. This interpretation is further supported by evidence from the geochemical analysis of RREEs and REYs, including enrichment of HREE relative to LREE, Y anomalies, and superchondritic Y/Ho ratios, and even (to some extent) Ce-negative and Eu-positive anomalies and Gd. The initial transgression of the unit, with the immediate installation of an extremely productive carbonate factory, would have been developed on a landscape devoid of significant reliefs and topographies, of a previously peneplaned continental interior (without tectonic activity and subjected to remnant thermal subsidence, of a regional nature).

The new temporal range for the Yacoraite Formation suggests that marine influence in the carbonatic lower member is strongly consistent with a globally recognized sea level peak in the late Maastrichtian, approximately between 68 and 65 Ma, which generated in the proto-framework. -Andean an epicontinental sea, called Andean gully, which penetrated into northwestern Argentina in the Andean retro-arc region from the north. To explain the facies distribution in the calcareous lower member, a paleoenvironment analogous to that of the Hamelin Pool, in Shark Bay, western Australia, is hypothesized.

Subsequently, towards the upper part, mixed lacustrine systems fundamentally controlled by climate, the accommodation space (possibly linked to compaction) and the interrelationships between detrital supply and carbonate factory. In addition to a notable change towards the record of siliciclastic facies that indicate a great control by terrigenous contribution, represented by marls and calcipelites in packages of variable alternation, the interpretation of a mixed lacustrine system is supported by the great lateral variability of the facies, facies associations and geochemical indicators. The facies analysis supports the development of partially carbonated lakes in hydrological balance and stability conditions, such as to allow the coexistence of carbonate precipitation

superimposed on the decantation of terrigenous fines with abundance of organic matter in interior regions (deep facies), at the stromatolitic systems continued to develop in the marginal regions. The environmental model for this upper-middle reach of the unit is comparable to the known microbial intervals of the Eocene Green River Basin in North America.

The marine records of the basal calcareous member of the Yacoraite Formation in the Tres Cruces Sub-basin are unique and allow them to be distinguished from those of the other sub-basins. In the paleogeographic context postulated for the basin in general, whose marine influence would come from the northwest, these evidences are consistent with the lateral continuity between the Yacoraite Formation and the El Molino Formation in Bolivia to the north, which exhibits clear marine evidence in practically its entire length thickness.

INDICE

| | |
|--|--------|
| CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN | - 1 - |
| 1.1. Introducción al tema de estudio | - 1 - |
| 1.1.1. Justificación del tema de estudio | - 3 - |
| 1.1.2. Objetivos Generales | - 5 - |
| 1.1.3. Objetivos Específicos | - 6 - |
| 1.2. Ubicación del área de estudio | - 6 - |
| CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y TEMPORAL | - 8 - |
| 2.1. Contexto cronológico y evolutivo general | - 8 - |
| 2.1.1. El último día del Cretácico y la gran extinción del Límite K-Pg | - 9 - |
| 2.2. Contexto paleotectónico y paleogeográfico | - 11 - |
| 2.2.1. Sedimentación cretácica del margen occidental del sur de Sudamérica | - 14 - |
| 2.3. La cuenca Cretácica del noroeste argentino | - 18 - |
| 2.3.1. El basamento pre-Cretácico | - 21 - |
| 2.3.2. El relleno de la cuenca del Grupo Salta y su evolución | - 22 - |
| 2.3.3. Edad del Grupo Salta | - 27 - |
| 2.4. Condiciones paleoclimáticas | - 30 - |
| 2.5. Condiciones paleoceanográficas | - 35 - |
| 2.5.1. Dinámica oceanográfica e influencia sobre su composición | - 35 - |
| 2.5.2. Eventos de anoxia oceánicos | - 37 - |
| 2.5.3. Cambios en el nivel del mar | - 39 - |
| 2.5.4. Mares epicontinentales y el caso del “engolfamiento andino” | - 39 - |
| 2.6. Formación Yacoraite | - 44 - |
| 2.6.1. Antecedentes | - 44 - |
| 2.6.2. Unidades equivalentes de la Formación Yacoraite en Bolivia | - 48 - |
| <i>Formación El Molino</i> | - 49 - |
| CAPÍTULO 3: MÉTODOS Y MATERIALES | - 50 - |
| 3.1. Revisión bibliográfica | - 50 - |
| 3.2. Campañas y actividades de campo | - 50 - |
| 3.3. Análisis petrográfico | - 51 - |
| 3.4. Análisis de los intervalos microbialíticos de la Formación Yacoraite | - 53 - |
| 3.5. Confección de secciones delgadas, pulidos y tinciones | - 56 - |
| 3.6. Caracterización mineralógica por Difracción de Rayos-X | - 57 - |
| 3.7. Análisis composicional mediante SEM con EDS acoplado | - 58 - |
| 3.8. Cátodoluminiscencia (CL) | - 58 - |

| | |
|---|---------|
| 3.9. Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y REYs | - 59 - |
| 3.9.1. Cálculo de anomalías de REY | - 59 - |
| CAPÍTULO 4: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS | - 61 - |
| 4.1. Consideraciones de la zona de estudio | - 61 - |
| 4.2. Descripción de las secciones estratigráficas | - 61 - |
| 4.2.1. Sección de Yavi y Cerro de los Siete Hermanos | - 62 - |
| 4.2.2. Sección de Tres Cruces | - 64 - |
| 4.2.3. Sección del Espinazo del Diablo | - 67 - |
| 4.2.4. Sección de la Quebrada de Jueya | - 74 - |
| 4.2.5. Sección de Hornocal | - 76 - |
| 4.2.6. Sección de Calilegua | - 79 - |
| CAPÍTULO 5: PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA | - 83 - |
| 5.1. Composición mineralógica | - 83 - |
| 5.2. Microfacies | - 86 - |
| 5.2.1. <i>Mudstones</i> micríticos homogéneos..... | - 86 - |
| 5.2.2. <i>Mudstones</i> laminados | - 87 - |
| 5.2.3. <i>Mudstones a wackstones</i> laminados bioclásticos | - 88 - |
| 5.2.4. <i>Wackstones</i> bioclásticos..... | - 90 - |
| 5.2.5. <i>Wackstones</i> laminados con pseudomorfos de halita | - 90 - |
| 5.2.6. <i>Packstones</i> laminados a crenulados bioclásticos | - 91 - |
| 5.2.7. <i>Grainstones-packstones</i> peloidales-bioclásticos..... | - 92 - |
| 5.2.8. <i>Grainstones</i> peloidales-bioclásticos (con carófitas) | - 93 - |
| 5.2.9. <i>Grainstones</i> peloidales de grano fino..... | - 94 - |
| 5.2.10. <i>Grainstones</i> bioclásticos con ostrácodos | - 95 - |
| 5.2.11. <i>Grainstones</i> oolíticos-peloidales con abundante cuarzo | - 96 - |
| 5.2.12. <i>Grainstones</i> oolítico-bioclástico-peloidal de grano fino | - 98 - |
| 5.2.13. <i>Grainstones</i> oolíticos con ooides superficiales..... | - 99 - |
| 5.2.14. <i>Grainstones</i> oolíticos con núcleos bioclásticos | - 101 - |
| 5.2.15. <i>Grainstones</i> oolíticos bimodales con ooides cerebroidales | - 102 - |
| 5.2.16. <i>Grainstones</i> oolíticos con ooides rotos | - 105 - |
| 5.2.17. <i>Grainstones</i> oolíticos densamente empaquetados | - 106 - |
| 5.2.18. <i>Grainstones</i> oolíticos | - 108 - |
| 5.2.19. <i>Grainstones</i> oolíticos-bioclásticos con granos compuestos | - 110 - |
| 5.2.20. <i>Grainstones</i> oolíticos-bioclásticos arenosos..... | - 111 - |
| 5.2.21. <i>Grainstones-rudstones</i> oolíticos-intraclásticos | - 113 - |

| | |
|--|---------|
| 5.2.22. <i>Rudstones</i> intraclásticos micríticos | - 115 - |
| 5.2.23. <i>Rudstones</i> bioclásticos | - 116 - |
| 5.2.24. <i>Floatstones</i> bioclásticos con gastrópodos | - 118 - |
| 5.2.25. <i>Mudstones/dolomudstones</i> microbialíticos crenulados | - 119 - |
| 5.2.26. <i>Mudstones</i> a <i>wackstones</i> microbialíticos pedogenizados | - 120 - |
| 5.2.27. <i>Mudstones</i> laminados evaporíticos | - 123 - |
| 5.2.28. <i>Boundstones</i> microbialíticos peloidales micro-columnares | - 125 - |
| 5.2.29. <i>Boundstones</i> microbiales micro-dómicos con porosidad fenestral..... | - 126 - |
| 5.2.30. Calizas cristalinas bandeadas | - 128 - |
| 5.2.31. Pelitas limo-arcillosas calcáreas | - 129 - |
| 5.2.32. Cuarzoarenitas bien redondeadas | - 130 - |
| 5.2.33. Cuarzoarenitas bien redondeadas con cemento calcáreo..... | - 131 - |
| 5.3. LOS OOIDES, COMPONENTES DISTINTIVOS DE LA FORMACIÓN YACORAITE. | - 133 - |
| 5.3.1. Introducción | - 133 - |
| 5.3.2. La significancia y problemáticas del estudio de los ooides: antecedentes principales | - 133 - |
| 5.3.3. Terminología descriptiva en ooides | - 135 - |
| 5.3.4. Métodos aplicados en este trabajo | - 137 - |
| 5.3.4.1. <i>Procedimientos de campo y gabinete</i> | - 137 - |
| 5.3.4.2. <i>Parámetros descriptivos cuantitativos para la forma</i> | - 137 - |
| 5.3.4.3. <i>Parámetros descriptivos cualitativos para los ooides</i> | - 138 - |
| 5.3.5. <i>Descripción de litotipos, diversidad de ooides e interpretación de paleoambientes</i> | - 139 - |
| 1) Grainstones peloidales-oolíticos laminados | - 140 - |
| 2) Grainstones-packstones oolíticos esqueléticos | - 144 - |
| 3) Grainstones-rudstones oolíticos-intraclásticos gradado | - 145 - |
| 4) Grainstones oolíticos con estratificación cruzada | - 147 - |
| 4) Litotipo con estratificación heterolítica | - 150 - |
| 5.3.6. Procesos ambientales que controlan la diversidad de ooides en la Formación Yacoraite | - 153 - |
| Modo Suspensión/Transporte | - 154 - |
| Modo Béntico/marino freático | - 155 - |
| Modo Vadoso/subaéreo | - 157 - |
| 5.3.7. Discusión de los ooides de la Formación Yacoraite | - 159 - |
| 3.5.7.1. Variabilidad Ambiental y ooides en la Formación Yacoraite | - 159 - |
| 5.3.7.2. Crecimiento y reciclaje de ooides en condiciones de acomodación limitada | - 163 - |
| 5.3.8. Conclusiones | - 164 - |
| Tablas | - 165 - |

| | |
|--|---------|
| CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA DE REE+Y DE LA FORMACIÓN YACORAITE | - 169 - |
| 6.1. Consideraciones generales de geoquímica | - 169 - |
| 6.2. Justificación del estudio de REYs | - 173 - |
| 6.3. Antecedentes de estudios geoquímicos de la Formación Yacoraite | - 174 - |
| 6.4. Resultados de la distribución de REYs | - 175 - |
| 6.4.1. Análisis de patrones de REYs de la Formación Yacoraite | 186 |
| 6.5. Evaluando la influencia del aporte terrígeno y la diagénesis | 191 |
| 6.6. ¿Son las calizas de la Formación Yacoraite de origen marino o son lacustres? | 198 |
| 6.7. Consideraciones finales | 200 |
| CAPÍTULO 7: FACIES | 202 |
| 7.1. Facies Sedimentarias | 202 |
| F1: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada | 202 |
| F2: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación sigmoidal | 207 |
| F3: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación bimodal bipolar | 212 |
| F4: Facies de calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas | 214 |
| F5: Facies de calciruditas bioclásticas masivas | 216 |
| F6: Facies de calciruditas intraclásticas | 218 |
| F7: Facies de brechas calcáreas | 223 |
| F7a: Subfacies de brechas superficiales con buen grado de encaje | 223 |
| F7b: Subfacies de brechas organizadas | 227 |
| F7c: Subfacies de brechas irregulares | 228 |
| F8: Facies con estratificación heterolítica | 229 |
| F9: Facies de estromatolitos | 235 |
| F9b: Subfacies de estromatolitos microdomales a digitados | 238 |
| F9c: Subfacies de estromatolitos domales aislados o agrupados | 241 |
| F9d: Subfacies de estromatolitos cóncavos-oncoidales | 244 |
| F9e: Subfacies de estromatolitos tabulares cóncavos coalescentes | 245 |
| F10: Facies de margas laminadas | 250 |
| F11: Facies de areniscas calcáreas con granos redondeados | 252 |
| F12: Facies de areniscas calcáreas deformadas | 254 |
| F13: Facies de pelitas verdes laminadas | 257 |
| F14: Facies de limo-arcillitas rojas y moradas | 259 |
| F15: Facies de calcipelitas laminadas | 260 |
| F16: Facies de tobas volcániclasticas | 261 |
| CAPÍTULO 8: ASOCIACIONES DE FACIES Y MODELO PALEOAMBIENTAL | 263 |

| | |
|--|------------|
| 8.1. ASOCIACIONES DE FACIES DE AMBIENTES COSTEROS INFLUENCIADOS POR MAREAS | 263 |
| 8.1.1. Asociación de facies en costas de bajo gradiente abiertas al cuerpo de agua | 263 |
| 8.1.2. Asociaciones de facies de retrobarrera (albuferas abiertas o cerradas) | 268 |
| 8.1.3. Asociaciones de facies de engolfamientos dominados por mareas | 272 |
| 8.2. ASOCIACIONES DE FACIES DE AMBIENTES CONTINENTALES | 273 |
| 8.1.1. Asociaciones de facies de lago abierto | 273 |
| 8.2.2. Asociaciones de facies de lago cerrado | 275 |
| 8.3. MODELO PALEOAMBIENTAL PROPUESTO PARA LA FORMACIÓN YACORAITE | 279 |
| CAPÍTULO 9: ANÁLISIS DE APILAMIENTO Y MARCO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL | 286 |
| 9.1. Introducción | 286 |
| 9.2. Marco estratigráfico secuencial previo..... | 287 |
| 9.3. Dinámica paleoambiental y correlación estratigráfica | 293 |
| 9.4. Superficies estratigráficas significativas | 297 |
| 9.4.1. El ejemplo de la superficie basal de la Formación Yacoraite | 298 |
| 9.4.1.1. <i>Fenómenos de perturbación bajo la superficie basal de la Formación Yacoraite</i> | 303 |
| 9.4.1.2. <i>Interpretación y modelo para el horizonte bioturbado</i> | 309 |
| 9.4.1.3. <i>Importancia paleogeográfica y geológico histórica del hallazgo de rizolitos derivados de manglares</i> | 314 |
| 9.4.2. Interpretación de la superficie clave en la base de la Formación Yacoraite | 318 |
| 9.5. Conjunto de parasecuencias retrocedente que acompaña a la discordancia erosiva basal | 328 |
| 9.6. Primer límite de secuencia..... | 331 |
| 9.7. Otras superficies significativas dentro de la Formación Yacoraite | 336 |
| 9.8. Problemas de las interpretaciones secuenciales lacustres que han sido publicados | 336 |
| CAPÍTULO 10: DISCUSIÓN..... | 345 |
| 10.1. Introducción | 345 |
| 10.2. El análisis de la factoría carbonática | 346 |
| 10.3. La geoquímica de tierras raras y su afinidad inicial con fuentes marinas | 348 |
| 10.4. La relación estratigráfica entre las Formaciones Yacoraite y Lecho | 351 |
| 10.5. El modelo de depositacional para Yacoraite y la controversia | 352 |
| 10.6. El engolfamiento andino cretácico terminal | 365 |
| 10.7. Evolución paleogeográfica de la cuenca..... | 367 |
| 10.8. Potencial influencia de la compactación en la acomodación | 369 |
| 10.9. La Formación Yacoraite en un marco con escasa acomodación | 370 |
| 10.10. A futuro ¿Qué? | 371 |
| Capítulo 11: Conclusiones | 373 |

| | |
|---------------------------------|-----|
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 376 |
| ANEXOS | 421 |

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción al tema de estudio

La Formación Yacoraite (Groeber, 1952; Turner, 1959) representa un intervalo estratigráfico de gran interés científico y aplicado tanto para Argentina como para el Mercosur. Esto se debe a que expone en varias localidades del noroeste argentino afloramientos de calidad mundial que registran etapas particulares del desarrollo evolutivo de un episodio de extensión de intraplaca que afectó a Sudamérica durante el Cretácico y eventual transición al Paleógeno, conduciendo a la apertura del Atlántico Sur. Su estudio resulta clave para comprender los procesos y productos sedimentarios asociados con etapas de adelgazamiento cortical y, en particular, los sistemas carbonáticos y mixtos que se desarrollan en cuencas epicontinentales con importancia hidrocarburífera.

La Formación Yacoraite desarrolla espesores muy variables (~300 m) y está constituida por rocas carbonáticas de color gris blanquecino amarillento y, en menor proporción, por intervalos de margas oscuras, de pelitas multicolores (limolitas y arcillitas), tobas y areniscas de colores grises y verdosos (Fig. 1.1). Mientras que las intercalaciones de pelitas y margas negras constituyen rocas madres de hidrocarburos, los carbonatos, tanto calcareníticos como biohermales, conforman reservorios demostrados en la subcuenca de Olmedo del noroeste argentino y potenciales en regiones de frontera exploratoria (Gómez Omil y Boll, 2005), como es el caso de la subcuenca Tres Cruces, aquí estudiada. La importancia estratégica de alcanzar un conocimiento profundo sobre esta unidad radica en que la misma constituye uno de los pocos ejemplos estratigráficos muy bien expuestos en superficie que sirve de potencial análogo para cuencas que se encuentran en el subsuelo de las cuencas de plataforma en Brasil, para un intervalo que se conoce como el pre-Sal y que constituye uno de los hallazgos de reservas de hidrocarburos más grandes de las últimas décadas a nivel mundial (Beasley et al., 2010). Su estudio detallado y comparación con unidades equivalentes (por ejemplo, Formación El Molino, aflorante en Bolivia, Sempere et al., 1997) permite desarrollar mejores modelos paleoambientales para comprender el registro de subsuelo, destacando su enorme poder predictivo.

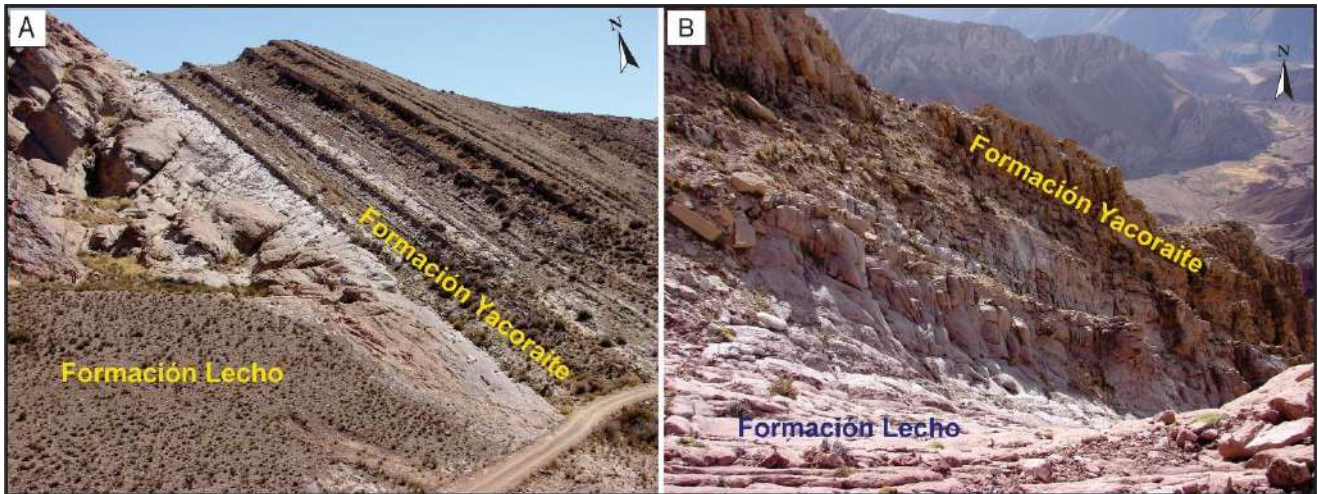


Figura 1.1. Vista panorámica de los estratos tabulares carbonáticos y mixtos de la Formación Yacoraite en la sección del Espinazo del Diablo (A), tomada como un perfil de referencia en este trabajo. B) Sección de Hornocal, la unidad apoya, en contacto neto, sobre los estratos eólicos de la Formación Lecho tanto en A) como en B).

El fenómeno de *rifting*, particularmente la etapa de *sag* caracterizada por subsidencia térmica con la cual esta unidad sedimentaria se vincula (Stark, 2011), tiene una expresión regional y habría abarcado varios depocentros parcialmente interconectados, aunque la distribución y características de las facies carbonáticas de la Formación Yacoraite varían y el conocimiento de las mismas es aún limitado. Por esto, resulta necesario comprender los factores sedimentarios (físicoquímicos y biológicos), que condicionaron la formación y distribución de las facies carbonáticas y mixtas de esta unidad en tiempo y espacio, al igual que las variaciones de estratofábricas y arquitecturas depositaciones y de aspectos mineralógicos, texturales y microtexturales dentro del intervalo. Comprender esto es de gran importancia pues, no sólo permitiría mejorar la comprensión de la influencia paleogeográfica en el tipo de depósitos y procesos actuantes, sino comprender las características petrofísicas y la distribución de potenciales reservorios.

Desde un punto de vista litofacial, la distinción entre carbonatos marinos *versus* continentales no siempre es sencilla y ha representado un problema en la caracterización de la Formación Yacoraite. Momentos con escaso suministro detrítico, propios de etapas de *sag*, son capaces de gatillar, bajo determinadas condiciones climáticas e hidroquímicas la generación de carbonatos. Por lo que es necesario precisar: a) cuáles fueron las condiciones críticas que posibilitaron su desarrollo, b) cuáles las variables que participaron en su generación y limitaron o propiciaron la depositación de carbonatos, y c) cuáles las que lograron desarrollar determinadas estratofábricas y ordenamientos verticales. Estas no son preguntas simples, sino ligadas a los principales procesos que interactúan complejamente para generar rocas carbonáticas, resultantes de un delicado equilibrio que afecta la ecuación reversible de los carbonatos ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$) donde influyen la química de los fluidos, el clima, la actividad biológica y otros procesos inhibidores y catalizadores.

La hidroquímica y composición iónica de los ambientes continentales y epicontinentales es extremadamente variable por la diversidad de litologías y sustratos que interactúan como fuentes, por la naturaleza variada del suministro acuoso (lluvia, escorrentía superficial, freática y/o termal con o sin influencia marina), por el balance establecido con las condiciones climáticas y por el tiempo de residencia de fluidos con diferentes fuentes e intercambio entre diferentes reservorios. Esto hace que las concentraciones iónicas de los sistemas carbonáticos terrestres y salobres puedan ser mucho más variadas que las de origen marino (Lowenstein y Risacher, 2009; Gierlowski-Kordesch, 2010) y esto puede generar una impronta en facies, mineralogías y características geoquímicas de los carbonatos formados. Asimismo, en los ambientes continentales y epicontinentales ocurren interacciones con sistemas palustres, termales epigénicos y pedogenéticos (e.g., Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Alonso-Zarza y Wright, 2010, Capezzuoli et al., 2014, entre otros) que pueden derivar en transiciones texturales y generar mosaicos de facies que representan una mayor complejidad textural y geoquímica de la existente en ambientes marinos abiertos.

1.1.1. Justificación del tema de estudio

Trabajos previos sobre la Formación Yacoraite sirven de valiosos antecedentes para conocer el marco tectosedimentario del intervalo (Salfity y Marquillas, 1994), la posición estratigráfica y edad de la unidad (Marquillas et al., 2003, 2007, 2011), la distribución areal de la misma (Moreno, 1970; Marquillas y Salfity, 1994), su significado paleoambiental (Palma, 2000; Marquillas et al., 2005; Röemers Oliveira et al., 2015), su contenido paleontológico (síntesis en Cónsole Gonella et al., 2012), su desarrollo estratigráfico secuencial (Hernández et al., 1999), aspectos geofísicos (García et al., 2016) y su potencial económico (Disalvo, 2002; entre otros). Esto ha permitido detectar diferentes expresiones litofaciales, estratigráficas y de espesores de la unidad que llevaron a separar distintos depocentros y sugerir diferentes controles paleoambientales que, aun en el presente, continúan siendo controvertidos.

Si bien el grueso de la Formación Yacoraite por su fuerte contraste con el entorno y las series infra y suprayacentes, tiene aspecto lacustre (e.g., Palma, 2000; Röemers Oliveira et al., 2015), algunos indicadores estratigráficos, geoquímicos y faunísticos han sugerido conexiones e influencia marina asociada con los niveles de mar altos del Cretácico (Marquillas et al., 2005, 2007; Cónsole Gonella et al., 2012). Este aspecto no ha sido resuelto y sigue siendo motivo de controversia. La discusión ha estado centrada en criterios paleontológicos, tafonómicos, icnológicos, petrográficos y sedimentológicos que, si bien sugieren grados de salobridad, oxigenación relativa, condiciones del sustrato, regímenes hidrodinámicos y gradientes energéticos, son criterios que resultan relativos y ninguno de estos permite, objetivamente, discriminar la naturaleza marina o lacustre de este intervalo. Si bien es cierto que numerosas características parecen compartirse entre los diferentes depocentros, también existen facies

particulares y su correlación no es del todo comprendida como para asegurar condiciones comunes que resulten críticas para resolver esta controversia a través de su registro. Si existieron conexiones marinas, o las mismas fueron sutiles, permanentes o intermitentes, en principio debería quedar reflejado en la composición de los carbonatos y, particularmente, en la señal geoquímica que estos preservan. Si bien algunos autores han realizado estudios geoquímicos, estos aún son limitados y es necesario incrementar la base de datos y los enfoques utilizados.

Los microbialitos de la Formación Yacoraite han sido, por su parte, utilizados como análogos de sistemas potencialmente microbianos documentados en las cuencas *off-shore* de Brasil, que son importantes reservorios (Beasley et al 2010). Sin embargo, es necesario aun determinar los controles biológicos y no biológicos en el desarrollo de texturas y fábricas y su relación con procesos ambientales. Por esto, si bien se han realizado trabajos recientes que han adicionado conocimiento sobre la influencia biótico-microbiana en su génesis (por ejemplo, en el depocentro de Metán-Alemania; Cónsole Gonella y Marquillas, 2013; Röemers Oliveira et al., 2015; Villafañe et al., 2021) este aspecto esta aun pobremente explorado, particularmente desde una perspectiva petrográfico-geoquímica integrada. En este sentido, vale preguntarse: ¿en qué medida la influencia biótica fue responsable de las características micro, meso y macro estructurales de la unidad y de la propia productividad carbonática? Es necesario preguntarse si existieron otros factores igualmente importantes en otros depocentros, por ejemplo, actividad hidrotermal o influencia marina y discutir elementos estratigráficos secuenciales que trasciendan la influencia local y permitan arrojar luz sobre los controles macro de esta inusual productividad carbonática.

Las preguntas antes mencionadas potencialmente pueden ser abordadas aplicando un enfoque integrado sedimentológico y quimioestratigráfico. Los únicos aportes en este sentido han sido los realizados por Sial et al. (2001 y 2013) y Marquillas et al. (2003 y 2007), que, aunque extremadamente útiles, deben ser profundizados en forma sistemática. Asimismo, de gran utilidad sería incorporar nuevos indicadores geoquímicos (ej. $\delta^{34}\text{S}$ en sulfatos asociados a carbonatos y pirita; y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REYs, entre otros) que ayudaran a tener un conocimiento más acabado de la interconexión entre depocentros, características de los fluidos, zonas de aportes y ciclos biogeoquímicos (C-O-S) dentro de la controversia sistemas o etapas lacustres versus marinas para el intervalo temporal en cuestión.

Para esta tesis doctoral se plantea como hipótesis de trabajo que, utilizando un enfoque integrado sedimentológico (petrográfico-microfacial-litofacial)- geoquímico y secuencial de alta resolución, se debería poder discriminar la posible influencia marina *versus* continental en la Formación Yacoraite, mejorar la correlación entre secciones y precisar el grado de conexión entre depocentros. A su vez, esto permite precisar los controles biológicos y fisicoquímicos en el desarrollo de los intervalos microbialíticos y oolíticos que caracterizan la unidad y testear la posibilidad de que, al menos, algunos intervalos de la Formación Yacoraite constituyan un buen análogo para otros depósitos contemporáneos desarrollados en marcos similares.

Claramente existe: 1) la necesidad de mejorar la correlación entre secciones para cada subcuenca y entre los diferentes depocentros interpretados para la unidad, 2) la necesidad de hallar discriminantes para diferenciar productos propios de ambientes lacustres *versus* marinos o marinos marginales, y 3) la necesidad de comprender la influencia de los procesos fisicoquímicos y biológicos en el desarrollo de texturas y fábricas, particularmente en los intervalos carbonáticos de la Formación Yacoraite. Por estos motivos, se realizan estudios de facies y microfacies de alta resolución integrados con estudios geoquímicos para interpretar los principales controles texturales, litofaciales, y arquitecturales documentados y así, generar modelos capaces de aportar predicciones robustas en contextos similares.

1.1.2. Objetivos Generales

El trabajo aquí desarrollado se presenta como tesis a la Universidad Nacional de Córdoba mediante una beca doctoral otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), para acceder al grado de Doctora en Ciencias Geológicas.

El objetivo central de esta tesis doctoral es realizar una caracterización sedimentológica, estratigráfica y geoquímica de alta resolución (facies y microfacies) en las “calizas” de la Formación Yacoraite pertenecientes a los diferentes intervalos estratigráficos relevados dentro de la subcuenca de Tres Cruces, para precisar los ambientes depositacionales y la influencia continental o marina en cada caso. Los criterios considerados en la selección de estos perfiles fueron: (i) ocurrencia de la Formación Yacoraite; (ii) preservación de los afloramientos; (iii) fácil acceso al área de estudio y (iv) distancia entre puntos. Este último criterio, importante para estudios litoestratigráficos de alta resolución, permite identificar los controles sedimentológicos y correlacionar los diferentes intervalos estratigráficos estudiados, dando robustez a las interpretaciones paleoambientales. Asimismo, se pretende realizar una correlación entre las distintas secciones estratigráficas de la subcuenca Tres Cruces para conocer la distribución de las facies y el marco paleogeográfico para discutir una potencial conexión marina.

Otro de los objetivos es discriminar la participación de factores bióticos y abióticos en la formación de los intervalos carbonáticos de la unidad. Este objetivo será logrado mediante el estudio microfacial de detalle complementado con un estudio geoquímico de REYs (**Elementos de Tierras Raras e Itrio**) y de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (por ejemplo, Ca, Mg, Sr, Mn, Fe) para hacer un *screening* diagenético. A partir de la integración de los datos, proponer un modelo evolutivo paleoambiental para esta subcuenca. Por otra parte, dado que la Formación Yacoraite atravesaría el límite Cretácico-Paleógeno, ha habido intentos de avanzar con diferentes líneas de investigación que no han sido muy exitosos y por esta

razón en el presente estudio se han explorado herramientas geoquímicas adicionales que puedan arrojar luz sobre este apasionante evento o al menos constatar cómo el mismo fue preservado en la unidad.

Cabe aclarar que, al comienzo de esta tesis doctoral, algunos objetivos abarcaban hacer una correlación de carácter regional, es decir a escala cuencal. Dadas las dificultades de obtener ciertos datos, restricciones para hacer otras campañas y procesar más muestras geoquímicas, se decidió acotar la investigación solamente a la subcuenca Tres Cruces y profundizar en todos los aspectos sedimentológicos, estratigráficos y geoquímicos.

1.1.3. Objetivos Específicos

- ✓ Realizar un estudio litofacial detallado con el objeto de identificar la diversidad y características de los productos depositacionales y discutir los procesos causales y controles.
- ✓ Llevar a cabo un estudio microfacial y petrográfico con el objetivo de discriminar fábricas primarias y diagenéticas y diferenciar estructuras y texturas resultantes de procesos bióticos y abióticos.
- ✓ Realizar un estudio geoquímico para evaluar críticamente la validez y resolución de cada conjunto de elementos.
- ✓ Construir ciclos elementales y establecer controles potenciales de acuerdo a su significado
- ✓ Ensayar correlación estratigráfica entre perfiles y regiones privilegiando rasgos distintivos y superficies claves para establecer en qué medida las secciones estudiadas dentro de la subcuenca Tres Cruces estuvieron conectadas y cuáles son los controles comunes.
- ✓ Efectuar un análisis de la superficie clave en la base de la Formación Yacoraite.
- ✓ Cartografiar la distribución de facies a los efectos de mejorar el modelo paleogeográfico propuesto para el intervalo estudiado.
- ✓ Establecer potenciales criterios prospectivos y causas genéticas de las heterogeneidades y patrones reconocidos.

1.2. Ubicación del área de estudio

La cuenca del Grupo Salta (Turner, 1959), también denominada Cuenca de Salta (Marquillas, 1985; Marquillas et al., 2005) abarca una superficie aproximada de 150.000 km² y se extiende desde el noroeste de Argentina, donde ocupa el 70% de su territorio hasta el sur de Bolivia, Perú, este de Chile y suroeste de Paraguay. Su origen está relacionada al rift intracontinental de la placa sudamericana, como respuesta al proceso de adelgazamiento y ruptura de Gondwana durante el ciclo orogénico Patagónico (Keidel, 1921). Este proceso tuvo inicio durante el Cretácico y se extendió hasta el final del Eoceno, cuando fue interrumpido por la

orogenia Andina (Hernández y Echavarría, 2009). Las características estructurales y distribución de unidades litoestratigráficas (Bianucci et al., 1981; Salfity, 1979; Salfity y Marquillas 1994) posibilitaron la división de la cuenca del Grupo Salta en cuatro subcuencas: Lomas de Olmedo al este, Sey al oeste, Metán-Alemania al sur y Tres Cruces al norte. Esta última subcuenca constituye la zona de estudio de esta tesis doctoral, donde se han realizado perfiles estratigráficos sobre la Formación Yacoraite en las localidades de: Yavi, Tres Cruces, Espinazo del Diablo, Hornocal, Calilegua y Jueya (Fig. 1.2).

La zona de estudio está contenida dentro de dos hojas geológicas: Hoja Geológica 2366 – IV Ciudad del Libertador General San Martín y Hoja Geológica 2366-II, La Quiaca, ambas a escala 1:250000, publicadas en el marco del “Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (Gonzales et al., 2003; Rubiolo et al., 2003).

Es preciso mencionar que la zona de estudio es atravesada de norte a sur por la Quebrada de Humahuaca, que une a la Puna con los valles de la provincia de Jujuy, fue considerada sitio de interés geológico y declarada por la UNESCO Patrimonio Cultural y Natural de la Humanidad en el año 2003. El río Grande la recorre de norte a sur y en su descenso se aprecian cambios en el clima, la vegetación y el paisaje. La actual configuración de la quebrada es el resultado de procesos geológicos muy diversos que se iniciaron en el Precámbrico. Además, la Quebrada de Humahuaca, que fue escenario de numerosos sucesos históricos, atesora una gran riqueza cultural que abarca expresiones pictóricas, musicales, arquitectónicas y religiosas, entre las más destacadas (<https://whc.unesco.org/es/list/1116>).

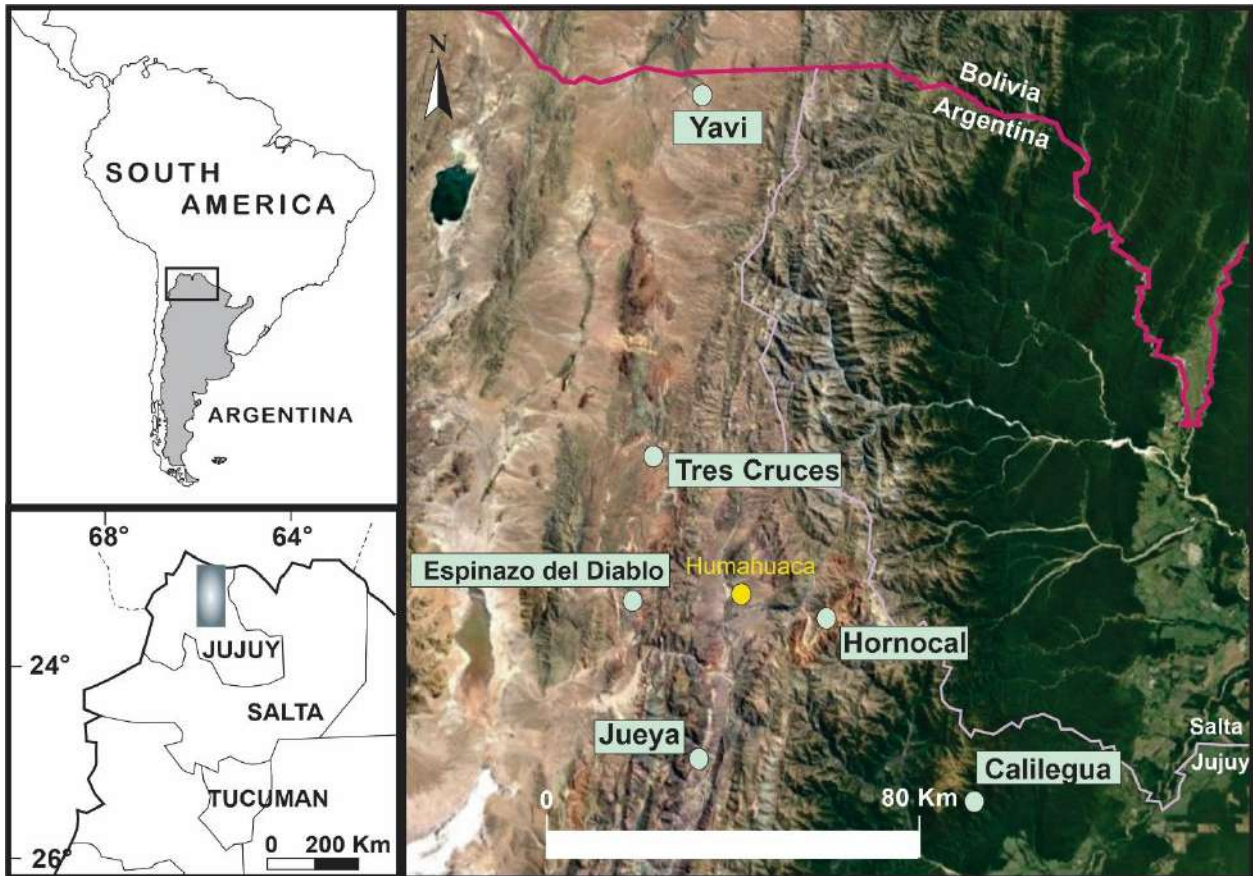


Figura 1.2. Ubicación del área de estudio y localización de los perfiles levantados y estudiados en detalle de la Formación Yacoraite pertenecientes a la subcuenca de Tres Cruces en el noroeste argentino.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO Y TEMPORAL

En este capítulo se hace una revisión general sobre temas relacionados a la tectónica y paleogeografía desde los tiempos en que el supercontinente de Pangea y, particularmente Gondwana comienza su fragmentación. Considerando el periodo Cretácico como uno de los más relevantes en la historia de la Tierra en cuanto al significado evolutivo y económico, se detallan los sucesos más notables. Este contexto facilita la comprensión sobre la formación de las principales cuencas sedimentarias y su registro estratigráfico en el sur de Sudamérica, particularmente, la depositación durante el Maastrichtiano-Daniano de la Formación Yacoraite.

2.1. Contexto cronológico y evolutivo general

El Cretácico es uno de los períodos más apasionantes en la historia de la Tierra y se encuentra marcado por numerosas características y cambios que tuvieron lugar durante sus 77 millones de años. No sólo fue un tiempo de diversificación y apogeo de reptiles, con gigantes dinosaurios acompañando la radiación de las angiospermas en los ambientes continentales, sino que constituyó también un momento clave para la radiación

y diversificación de faunas y microfaunas marinas, bentónicas y planctónicas. Este último aspecto no puede desvincularse de la sedimentación tan característica del período, particularmente en mares tropicales y templados. Pero los aspectos paleontológicos son un mero detalle del contexto paleogeográfico-geodinámico y de las condiciones oceanográficas y climáticas generales que caracterizaron estos tiempos, donde dominó la apertura del océano Atlántico y la deriva de la India hacia su destino final de acreción contra Eurasia (formando los Protohimalayas), culminando así la historia del mar de Tetis, tan influyente en toda la geología del continente euroasiático.

Fueron justamente, las características de geodinámica activa junto con el clima cálido general (prolongado lapso de dominios climáticos cálidos- *protracted hot house stage*) (Hay, 2017; Hay et al., 2019), los que influyeron notablemente sobre las fluctuaciones globales del nivel del mar que constituyen una impronta definida del Cretácico. Se reconocen, para este período, que se caracterizó por niveles del mar inusualmente altos, más de 60 oscilaciones generales del nivel del mar (Ray et al., 2019; Davis et al., 2020; Sames et al., 2020) agrupadas en diversos ciclos (Haq, 2014; Cloetingh y Haq, 2016). Este fenómeno junto a particularidades regionales es el que permitió el desarrollo de inusuales mares epicontinentales en diversos continentes que han sido muy discutidos y, en la actualidad, no tienen análogos (apartado 2.4.4 de mares epicontinentales). Es limitado el conocimiento sobre las características sedimentológico-geoquímicas diagnósticas de estos mares someros, por cuanto uno puede imaginarse una gran diversidad de controles independientes y morfológicos condicionando biotas y sedimentos. Si bien, tal vez el más conocido en la literatura es el mar epicontinental del oeste norteamericano (*Cretaceous interior sea way*) (Kauffman 1984; Hay et al. 1993; Blackey, 1994, entre otros) que atravesó de norte a sur todo el antepaís norteamericano, América del Sur también estuvo surcada por mares someros que ocuparon diversas cuencas. Entre ellas, las más conocidas y discutidas han sido las desarrolladas en paralelo al contexto andino, con diversas conexiones al Atlántico, que habrían influenciado la sedimentación de la Formación Yacoraite y otros intervalos comparables al estudiado en esta tesis doctoral.

Un tema no resaltado en la literatura es la característica de los diversos sustratos y regiones que fueron inundadas y transformadas en engolfamientos y mares epicontinentales. En relación con esto, cabe preguntarse: **1)** ¿cuáles fueron los controles activos que influyeron en la sedimentación de las diversas cuencas?, **2)** ¿qué rasgos comunes pueden ser detectados y servir como criterios de correlación, y **3)** ¿cómo y por qué se preservan estos registros? A pesar que estos temas no son abordados en detalle en el presente estudio, vale la pena tenerlos en cuenta a la hora de especular y discutir la génesis de estos intervalos tan característicos de la historia cretácica y de sus variaciones.

2.1.1. El último día del Cretácico y la gran extinción del Límite K-Pg

Como terminación de los procesos endógenos y exógenos que caracterizaron al Cretácico, sobrevino la quinta gran extinción que separa al Mesozoico del Cenozoico. La conexión entre el impacto de cuerpos extraterrestres contra la Tierra y los patrones evolutivos cambiantes de la biosfera es uno de los aspectos más intrigantes de la ciencia en las últimas dos décadas. La extinción masiva registrada en el límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg, por sus siglas en inglés) se considera generalmente consecuencia de impactos únicos (p. ej. Álvarez et al., 1980; Claeys et al., 2002) o múltiples de meteoritos (p. ej. Keller et al., 2002; Jolley et al., 2010) y de intensas erupciones volcánicas que tuvieron lugar en paralelo, como las *Traps* de Deccan (p. ej. Keller, 2005; Archibald et al., 2010). La hipótesis de Álvarez et al. (1980) supone que el impacto de un único meteorito provocó una pluma de polvo atmosférico que bloqueó la luz solar, afectó gravemente la fotosíntesis y redujo la temperatura global, dando lugar a un "invierno de impacto". Esto afectó a la cadena trófica entera, generando un efecto dominó irreversible. Uno de los efectos letales de la caída del asteroide en el mar (se interpreta que fue en lo que es ahora la Península de Yucatán), habría sido un gigantesco tsunami, cuyo registro se ha preservado en los sedimentos de gran parte del planeta (Range et al 2022). Sin embargo, la evidencia clave fue el descubrimiento de concentraciones de iridio anormalmente altas en una capa de arcilla de 2,5 cm de espesor conocida como 'capa límite', dentro de una sucesión de calizas pelágicas en Gubbio (Italia) datada justo en el límite K-Pg. Posteriormente, un número cada vez mayor de observaciones apoyan un impacto meteorítico en el límite K-Pg (Fig. 2.1). Anomalías de iridio detectadas en casi cien yacimientos, distribuidos homogéneamente por todo el mundo (Claeys et al., 2002), la presencia de microesférulas de vidrio (Smit, 1999, Arz et al., 2012), el hallazgo de cuarzos con evidencias de fracturación por alta presión (Kamo et al., 2011) y el descubrimiento del gran cráter de Chicxulub en la Península de Yucatán en Méjico (Álvarez et al., 1980) constituyen algunas de las evidencias más sólidas de este notable cambio con que termina el Mesozoico.

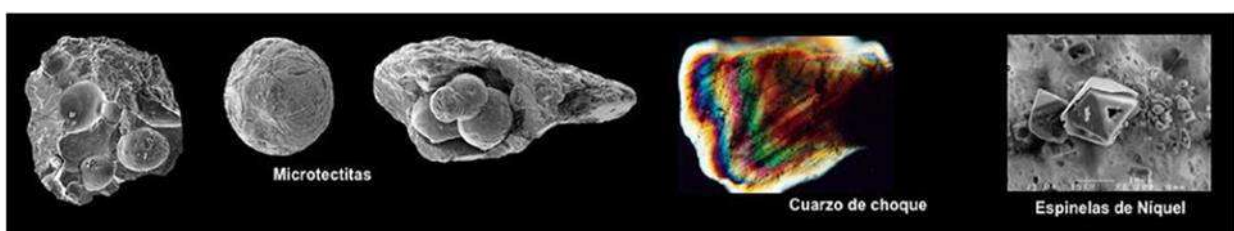


Figura 2.1. Evidencias petrológicas y mineralógicas del impacto del meteorito en la península de Yucatán y el Golfo de Méjico, distribuidas globalmente en el límite K-Pg (Tomado de Arz et al., 2012).

La disrupción de la cadena trófica en los continentes afectó a los grandes dinosaurios herbívoros y sus predadores carnívoros, no así a otros reptiles que podían alimentarse de insectos y animales detritívoros como gusanos, caracoles, etc. (Sheehan et al., 1996). En los mares, tanto el fitoplancton como el zooplancton sufrieron una tremenda pérdida de diversidad. Por ello, las formas que se alimentaban de plancton, como los amonites (que tenían un estado larval planctotrófico), fueron las más afectadas (Vellekoop et al., 2015). De

hecho, el predominio de carbonatos someros y depósitos de cretas (una innovación mesozoica) que dominaron la paleogeografía global cretácica, sufrieron una perturbación sin precedentes.

Como veremos en el apartado 2.5., dentro de la Formación Yacoraite se registraría este episodio único en la historia del planeta y aunque estudios preliminares han intentado ubicar este límite con mayor precisión, no existen al momento evidencias contundentes o definitivas al respecto. En este sentido, vale resaltar que esta unidad, predominantemente carbonática, contrasta con toda la sedimentación del Grupo Salta y es dentro del tercio superior donde desaparecen por completo las huellas de dinosaurios (Fig. 2.2) (véase p.ej. sección de Jueya). Entre otros objetivos del muestreo geoquímico realizado en el marco de esta tesis doctoral se intentó específicamente encontrar alguna anomalía que pudiera indicarlo (véase el capítulo 6 de geoquímica)



Figura 2.2. A. Sección superior de la Formación Yacoraite en la Quebrada de Jueya. Areniscas rojizas de grano fino muestran una excelente preservación de numerosas huellas de dinosaurios. Hacia la parte superior de la imagen, se observan las huellas preservadas por una cubierta probablemente fangosa pero que dejan ver la dirección de las pisadas. B-C. Detalle de las pisadas, por la forma de las huellas algunas podrían ser tridáctilas.

2.2. Contexto paleotectónico y paleogeográfico

El final del Cretácico Inferior es un momento crucial en la historia de la Tierra. La apertura del Océano Atlántico Sur fue el estadio final de una larga y compleja historia de fragmentación de Gondwana donde

procesos relacionados a subducción jugaron un rol clave para el inicio de la construcción andina sobre la margen occidental de Sudamérica (Storey et al., 1992).

Hacia fines del Cretácico los continentes habían alcanzado una configuración como se muestra en la figura 2.3., donde el océano Atlántico Sur se abrió definitivamente y la India se separó de Madagascar y migró hacia el norte en rumbo a su colisión con Asia (Fig. 2.3. A y B). Aún, Norteamérica estaba unida a Europa y Australia seguía unida a la Antártida (Fig. 2.3. C).

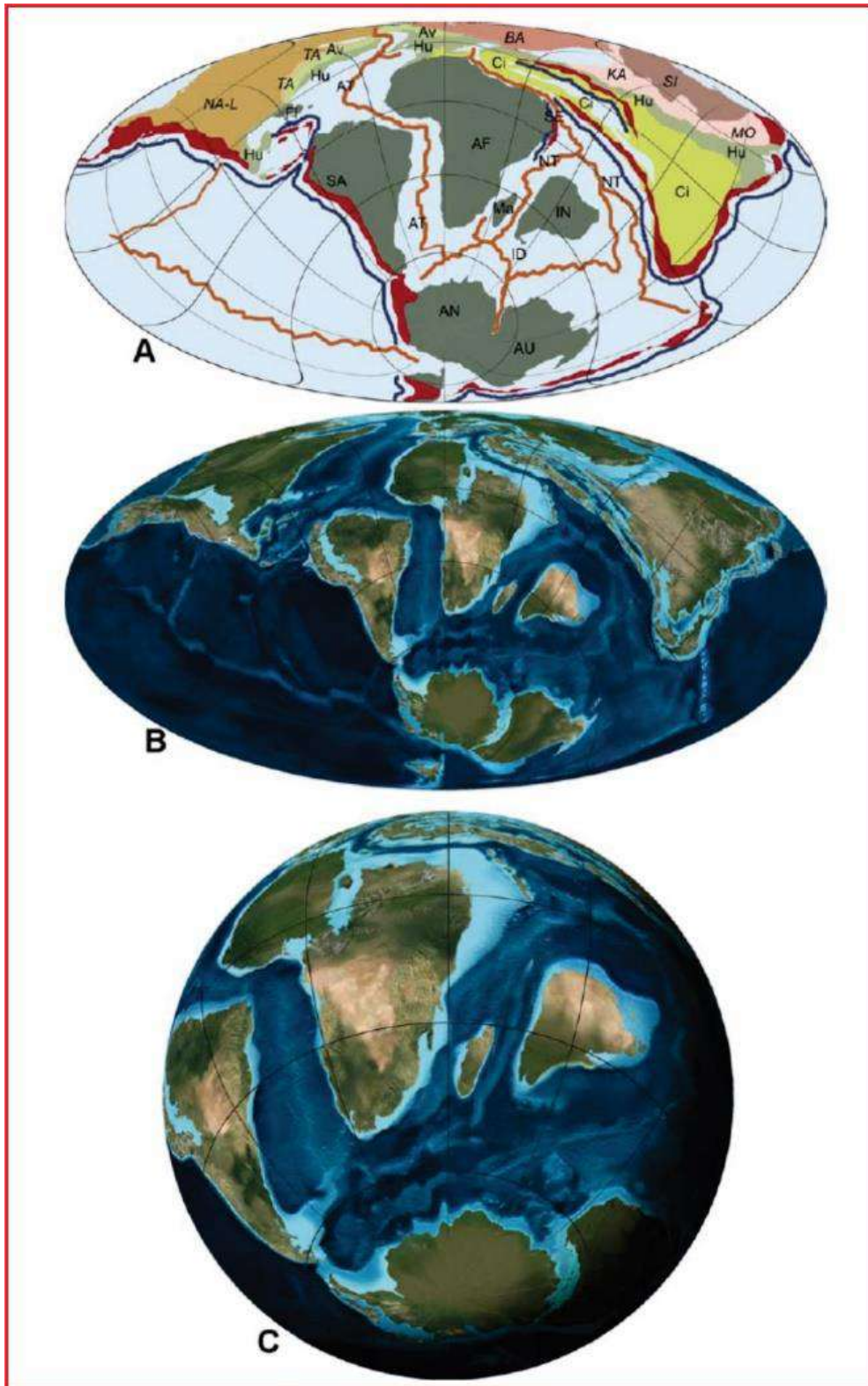
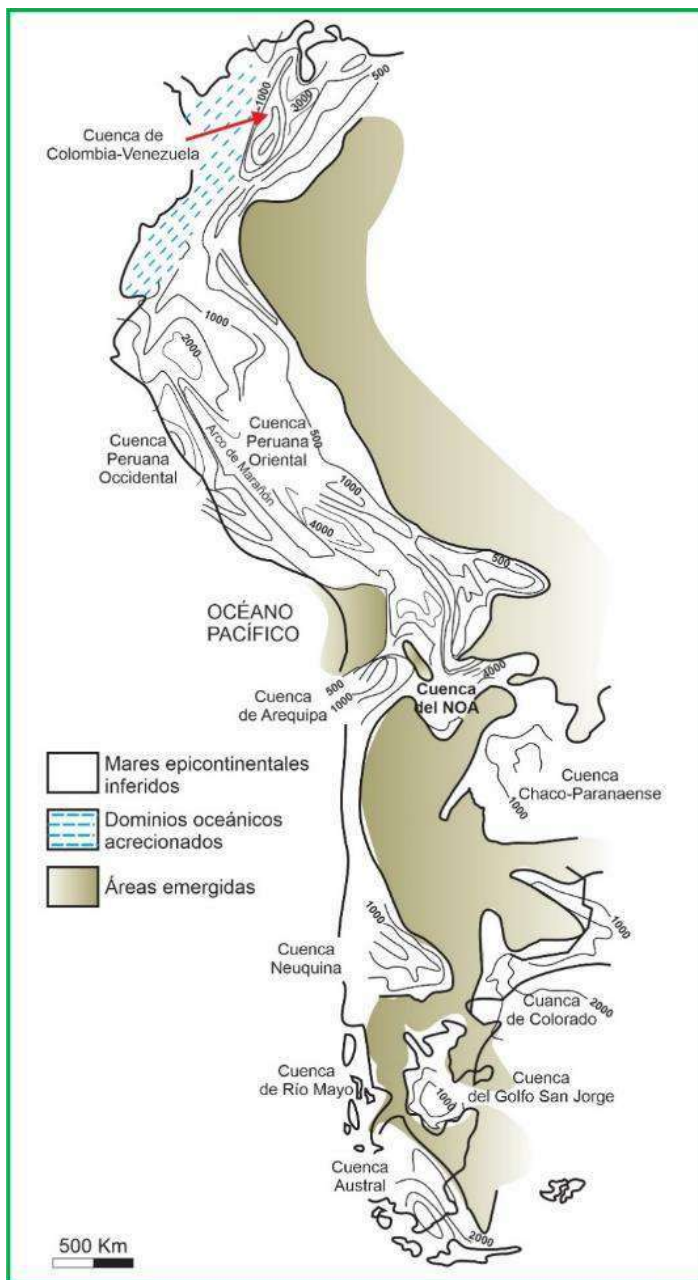


Figura 2.3. Paleogeografía hacia finales del Cretácico (ca. 70 Ma). Nótese que la rápida dispersión continental continúa. **A.** Mapa tectónico con proyección oblicua al polo sur. **B.** Mapa paleogeográfico global con igual proyección que en A. **C.** Paleogeografía del hemisferio sur. Tomado de Blakey, 2008.

2.2.1. Sedimentación cretácica del margen occidental del sur de Sudamérica



Durante el Cretácico, el desarrollo tectónico en Sudamérica estuvo controlado por un complejo régimen de subducción a lo largo de su margen occidental, como respuesta a la apertura y separación Atlántica (sección 2.2) en su margen oriental. Pero el fenómeno de *rifting* afectó a la totalidad de la placa Sudamericana que sufrió extensión localizada en numerosas regiones (Uliana et al 1989; Schmidt et al, 1995). Los procesos asociados con estos dos límites de placas proveen los controles de primer orden en relación a la formación de cuencas sedimentarias (subsistencia y levantamientos) en el área, y regularon los sitios de acumulación y preservación de sedimentos. Variaciones eustáticas de diferente magnitud y extensión temporal fueron sobreimpuestas a este contexto tectónico, modificando la paleogeografía de esta parte del continente. En la figura 2.4 se muestran las principales cuencas del Cretácico en el sur de Sudamérica.

La extensión generalizada que afectó a la placa sudamericana durante el Triásico culminó

en el Jurásico-Cretácico con el desarrollo de cuencas marinas a lo largo de casi toda la región andina, desde Venezuela hasta Tierra del Fuego (Ramos, 1999; Ramos y Aleman, 2000; Franke et al., 2007; Horton, 2018; Boschman, 2021). En los Andes septentrionales, durante el Jurásico se desarrollaron cuencas de *rift* que fueron rellenas por depósitos clásticos continentales asociados localmente con rocas volcánicas. A lo largo del margen activo y desde el Mar Caribe, el mar penetró por un surco deprimido en el antepaís de Venezuela, transgrediendo durante el Cretácico inferior en las cuencas de Machiques, Maracaibo y Uribante (Macellari, 1988). La sedimentación marina somera se generalizó en el

2.4. Cuencas marinas y depocentros del Cretácico de América del Sur. Modificado de Macellari (1988), Salfity y Marquillas (1994).

Albiano-Aptiano, y continuó ininterrumpidamente hasta el Maastrichtiano dentro de aquella región. Durante el Coniaciano-Santoniano se produjo un cambio notable en el régimen sedimentario, marcado por la depositación de calizas negras bituminosas finamente laminadas con niveles de chert y fosfatos de la Formación La Luna indicando condiciones de baja energía y bajo nivel de oxígeno. Se especula que la falta de ventilación de las aguas de fondo fue producto de la restricción en la circulación marina impuesta por los altos topográficos localizados alrededor. Sin embargo, puede que haya sido por influencia de los eventos de anoxia oceánicos comunes de la época. Finalmente, por encima se encuentra la Formación Colón (Campaniano-Maastrichtiano), con lutitas oscuras, culminando con capas de limo y areniscas que remarcan una etapa regresiva. Cabe destacar que la cuenca del Lago Maracaibo es una de las principales cuencas petrolíferas de América del Sur, siendo la Formación Colón una excelente roca sello.

En la cuenca colombiana el mar penetró en el Cretácico Inferior (Berriasiano) por las cuencas de *rift* transtensionales y de allí progresó hacia el norte ingresando en territorio venezolano recién en el Aptiano. Los mayores espesores se localizan en el depocentro de Cundinamarca, situado al norte de Bogotá, en la Cordillera Oriental, donde dominan las facies turbidíticas. A partir del Albiano comenzó la sedimentación *postrift*, representada por depósitos marinos someros y la progradación de sistemas deltaicos. Finalmente, a fines del Cretácico se produjo un marcado ascenso eustático acompañado por un incremento de la subsidencia. Tal subsidencia sería producto de extensión cortical por detrás del arco magmático desarrollado sobre el margen de la placa, seguido de subsidencia térmica por enfriamiento (Sarmiento Rojas et al., 2006). La colisión de terrenos alóctonos de naturaleza oceánica (actual Cordillera Central) en el Maastrichtiano y Paleoceno también habrían contribuido a la flexión de la litósfera adyacente.

En los Andes centrales de Ecuador, Perú y Chile prevaleció, desde el Jurásico, un régimen extensional, y se definieron varias cuencas marinas cuyo relleno perduró hasta el inicio del Cenozoico con los primeros pulsos compresivos que culminaron en la orogenia Andina (Uliana et al., 1989, 1995; Stark, 2011; Stica et al., 2014; Lovecchio et al., 2020). Se reconocen dos depocentros longitudinales característicos (Fig. 2.4), la cuenca Oriental de Perú a lo largo del Cratón de Brazilia y, la cuenca Occidental de Perú, separada por el arco de Marañón, extendiéndose desde los 6° S a los 14° S (Benavides Cáceres, 1999). Esta sedimentación marina somera fue coetánea con el vulcanismo a lo largo del margen activo (Ramos y Aleman, 2000). En la cuenca de Tarapacá del norte de Chile, por ejemplo, el desarrollo del arco magmático está evidenciado por una espesa sucesión de dacitas, andesitas, tobas y basaltos de la Formación La Negra. El fin del Cretácico Inferior está caracterizado en esta cuenca, por el abrupto influjo de arenas y un máximo de actividad del arco magmático en el Aptiano, fenómenos que estarían asociados al aumento de velocidad de deriva de la placa sudamericana en respuesta a la apertura definitiva del Atlántico Sur.

El *rifting* activo con depositación continental habría persistido desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano en Bolivia en un ambiente distal de retroarco (Uliana et al., 1989; Sempere, 1995; Jimenez et al., 2009), con depocentros aislados rellenos por las capas rojas del Grupo Puca, las cuales están interdigitadas con basaltos alcalinos. La sedimentación relacionada a la etapa de *sag* termal comienza en tiempos Albianos cuando calizas marinas cubren anteriores depocentros andinos. El fallamiento extensional en el este de Bolivia y noroeste de Argentina habría sido algo posterior al que se produjo más al norte y estaría relacionado a la apertura del Océano Atlántico Sur (Uliana et al., 1989; Jimenez et al., 2009). Esta extensión cretácica temprana fue activa a lo largo del arco volcánico en Chile hasta el centro de Argentina, donde antiguas suturas fueron reactivadas, como también a lo largo del margen atlántico (Coira et al., 1982; Mpodozis y Allmendinger, 1993; Ramos, 1999; Ramos y Aleman, 2000). Esta extensión generó la cuenca de *rift* de Salta en el noroeste de Argentina (la cual constituiría una extensión sur de los Grupos Puca y Tacurú de Bolivia y Perú, respectivamente). Aquí, espesos depósitos de *sinrift* y basaltos alcalinos asociados del Subgrupo Pigua fueron depositados en diferentes subcuencas (Salfity, 1982, Marquillas, 1985; Salfity y Marquillas, 1994), con una variable tendencia controlada por la fábrica Precámbrica del cratón Pampia (Cominguez y Ramos, 1995; Cristallini et al., 1997; Ramos, 1999; Ramos y Aleman, 2000). Las ramas de la cuenca presentan una orientación norte-sur para las subcuencas de Metan-Alemania y Tres Cruces, y este-oeste para la subcuenca de Lomas de Olmedo (Salfity y Marquillas, 1994). La subsidencia térmica y la sedimentación marina somera a lacustre en estas subcuencas toma lugar desde el Campaniano al Paleoceno. Se ampliará respecto a la Cuenca del noroeste argentino en el apartado siguiente.

A lo largo del margen Pacífico, varias cuencas de retroarco fueron rellenas con espesos depósitos clásticos y carbonáticos, tales como la cuenca Neuquina (Uliana et al., 1989; Uliana y Lagarreta, 1993), la cuenca Río Mayo (Ramos y Aguirre-Urreta, 1994) y, la cuenca Austral o de Magallanes (Malumián et al., 1983; Moulin et al., 2010; Biddle et al., 1986;) (Fig. 2.5). En el caso de la cuenca Neuquina los rellenos marinos Cretácicos tienen conexión Atlántica a través de la cuenca del Colorado y la depresión del Río Negro y atraviesan el límite K-Pg (Aguirre-Urreta et al., 2011). Sobre los ejes de la cuenca Austral se ubicó la cuenca marginal de Rocas Verdes que se extiende actualmente desde la Cordillera de Sarmiento cerca de los 52° S hasta el sur del canal de Beagle en Tierra del Fuego, en la terminación sur de los Andes.

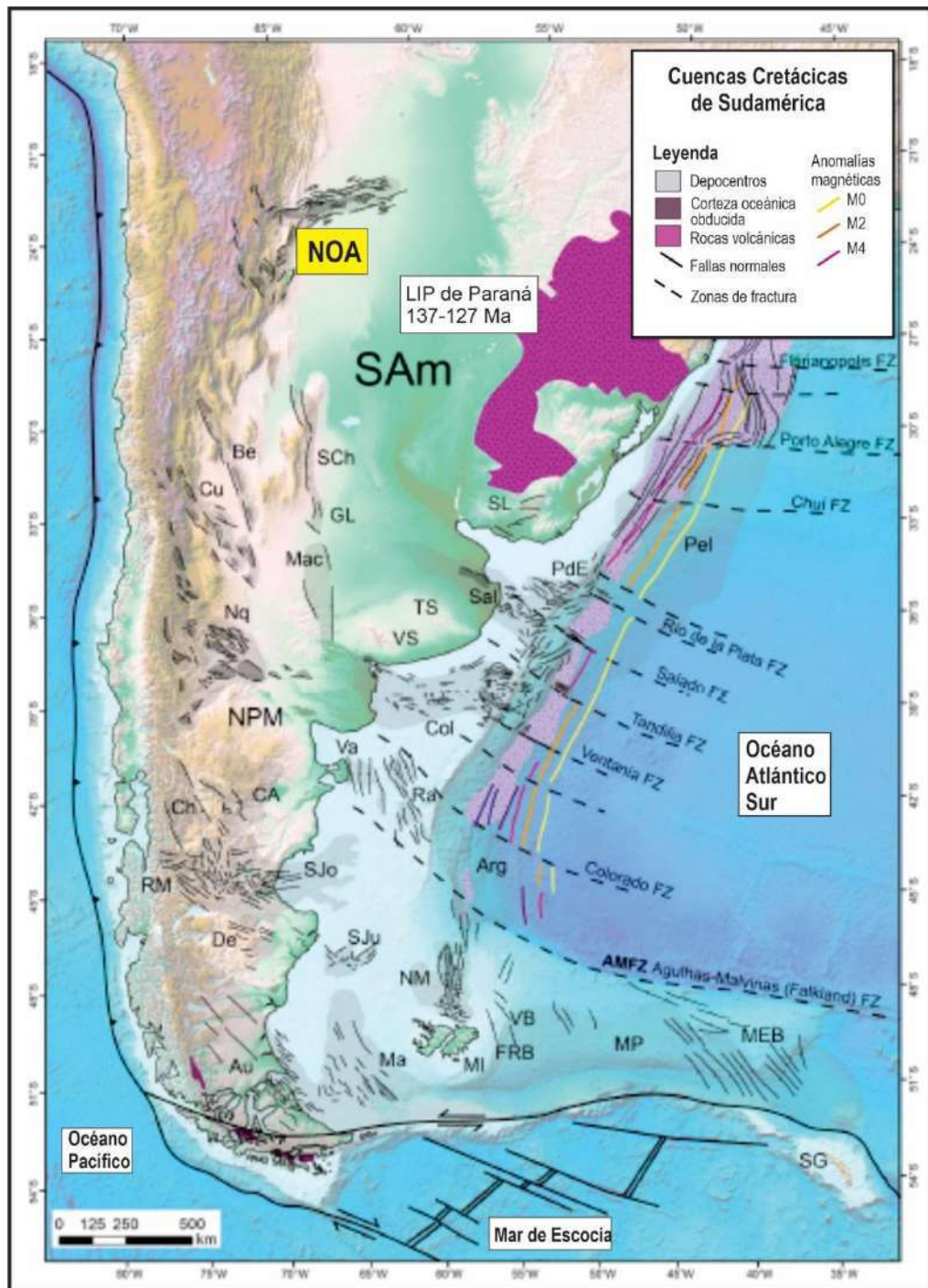


Figura 2.5. Mapa de las principales cuencas del sur de Sudamérica (SAM). NOA: Cuenca Cretácica del Noroeste de Argentina, SCh: Sierras Chicas, GL: General Levalle, Mac: Macachín, Be: Bermejo. Cu: Cuyo, Nqn: Neuquén, NPM: Macizo Norpatagónico, CA: Cañadón Asfalto, Ch: Chubut, RM: Río Mayo, SJo: Cuenca del Golfo San Jorge, De: Cuenca del Macizo del Deseado, Au: Cuenca Austral o de Magallanes, Ma: Cuenca de Malvinas, Arg: Cuenca Argentina, SJu: San Julián, Va: Valdez, Ra: Rawson, Col: Colorado, Sal: Salado, PdE: Punta del Este, SL: Santa Lucia, Pel: Pelotas. Otras referencias: MI: Islas Malvinas (Falkland), VB: Cuenca Volunteer, FRB: Cuenca Fitz Roy, MP: Plateau de Malvinas, TS: Sistema de Tandilia, SV: Sistema de Ventania, FZ: Zona de fractura. Tomado de Lovecchio et al., 2020 y referencias allí citadas.

2.3. La cuenca Cretácica del noroeste argentino

Entre el Cretácico temprano y el Eoceno, en una amplia región del oeste de Sudamérica abarcando regiones cordilleranas y del antepaís actuales del noroeste de Argentina, Bolivia, Perú, y Chile se desarrolló una enorme cuenca sedimentaria bajo un marco tectónico extensional (Uliana, 1988; Uliana et al., 1989; Ramos, 1999; Carrera et al., 2006; Ramos, 2007). La cuenca Cretácica del noroeste argentino o también conocida como cuenca del Grupo de Salta, estuvo 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; Ramos y Aleman, 2000; Franke et al., 2007). En el noroeste de Argentina, este régimen tectono-estratigráfico generó un sistema de *rift* intracontinental relleno por gruesas series volcano-sedimentarias, fragmentales y carbonáticas (> 5000 m de espesor en algunas regiones). En su base, localmente se intercalan volúmenes discretos de rocas magmáticas efusivas y volcánicas (Galliski y Viramonte, 1988; Uliana y Biddle, 1988; Uliana et al., 1989; Salfity y Marquillas, 1994; Tankard et al., 1995; Milani y Thomaz Filho, 2000; Marquillas et al., 2005). La cuenca Cretácica del noroeste argentino, se caracteriza por tener un sustrato afectado por grábenes y hemi-grábenes, elementos estructurales que generaron depresiones o subcuencas relativamente independientes, y que, en general, definen una morfología geográfica aproximadamente en "Y" invertida (Starck, 2011). Esta cuenca (Fig. 2.6), presenta un importante desarrollo en dirección norte-sur, ya que en realidad corresponde a la terminación meridional de una cuenca mayor, que se extiende desde Perú, pero se desarrolla principalmente en Bolivia (Reyes, 1972; Jaillard et al., 1993; Comínguez y Ramos, 1995). Esta cuenca mayor se conoce como cuenca Cretácica andina o centro-andina y se extiende a lo largo de casi 2.000 km, paralela al borde Pacífico del continente. En realidad, dentro de este lapso, toda esta región estuvo en posición de retroarco, entonces su caracterización como cuenca de *rift*, debe ser cuidadosa dado que la señal magmática no es toleítica típica sino alcalina (véase Viramonte et al., 1999).

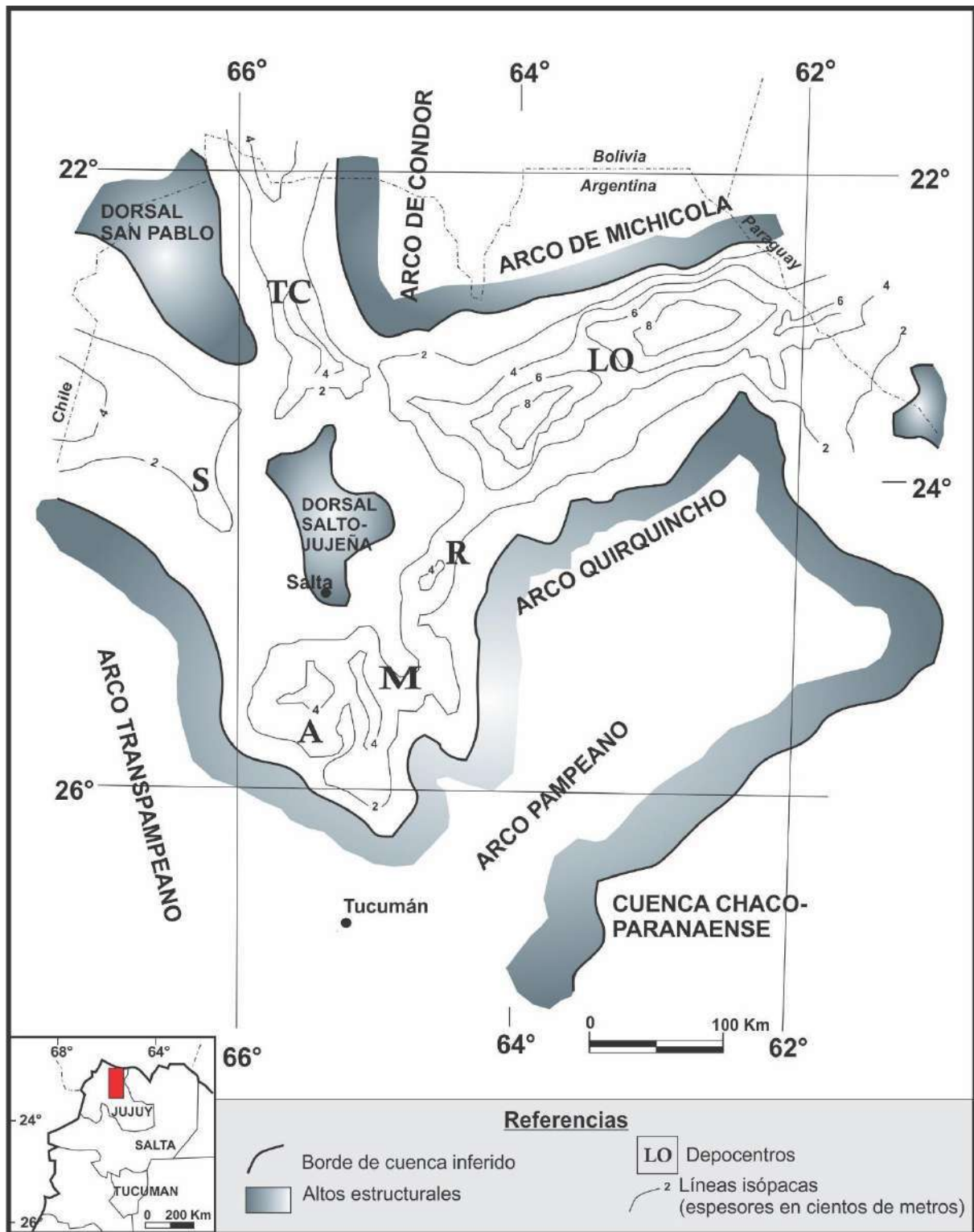


Figura 2.6. Cuenca Cretácica del noroeste argentino. El recuadro rojo marca el área de trabajo en esta tesis doctoral. Modificado de Salfity (1982) y Salfity y Marquillas (1994). TC=Tres Cruces, S=Sey, A=Alemania, M=Metán, R=Rey y LO=Lomas de Olmedo.

La cuenca Cretácica del noroeste argentino, abarca principalmente en las provincias de Salta y Jujuy, en menor medida lo hace en Tucumán y Formosa, ingresando muy marginalmente en Santiago del Estero (Starck, 2011). La sedimentación de la cuenca comienza en el Cretácico temprano, conformando la etapa

de *sinrift*. En esta época, fosas y depresiones tectónicas se encontraban aisladas y luego, fundamentalmente durante la etapa de *sag*, se habrían intercomunicado. Esto habría ocurrido durante lo que algunos autores llaman el *postrift*, y donde los mecanismos de subsidencia fundamentalmente térmicos habrían dado lugar a una subsidencia regional de mayor longitud de onda que explica mejor la extensión y naturaleza de los depósitos transgresivos maastrichtianos-paleocenos. Estos, traslaparon altos estructurales que oficiaban de límite entre las distintas fosas originarias y donde las series de *sag* apoyan en no concordancia sobre el basamento Proterozoico tardío (Complejo Puncoviscana) o en discordancia angular sobre unidades del Paleozoico inferior. Tradicionalmente, han sido identificadas tres subcuencas mayores (Reyes 1972; Salfity 1982) (Fig. 2.6): Tres Cruces hacia el norte con conexión a Bolivia, Lomas de Olmedo hacia el noreste con conexión al chaco-formoseño y Paraguay y, la rama sur, que involucra a la subcuenca Metán-Alemania, correspondiente a la terminación más austral de esta zona de *riff* retroandino (Salfity y Marquillas, 1994). Vale destacar que el depocentro de Lomas de Olmedo es el que revela condiciones más primarias (menos reactivadas por la tectónica andina compresiva posterior) y posibilita la caracterización de cuenca de *riff* más destacada (Starck, 2011, Fig. 2.7). A estos se agregaron 4 depocentros menores (Fig. 2.6): denominadas: Brealito (Sabino 2002), El Rey o Cerro Hermoso (Salfity 1980), Sey o El Charco (Schwab, 1984), que permanece gran parte en el subsuelo y tiene un importante interés hidrocarburífero. Los elementos estructurales positivos que habrían actuado como áreas de aporte y divisorios de la sedimentación de *sinrift* del Grupo Salta fueron el arco de Michicola (Vilela, 1965), el arco de Quirquincho (Salfity, 1980), los arcos Pampeano y Traspampeano (Padula y Mingramm, 1968) y de San Pablo y el Alto estructural de Salta-Jujuy (Reyes, 1972). Este último elemento es actualmente parte de la Cordillera Oriental y fue cubierto completamente por las series del Subgrupo Balbuena (parcialmente por la Formación Lecho y principalmente por la Formación Yacoraité) durante el Campaniano superior y el Maastrichtiano. Según Marquillas y Salfity (1988) el mismo quedó reducido a una pequeña isla, comparado a su tamaño inicial durante el *sinrift*. Estos altos topográficos son los que limitan las distintas subcuencas (Figs. 2.6).

Como se conoce actualmente, según datos de superficie y de subsuelo, el sistema de *Riff* del Grupo Salta está compuesto por varios segmentos dispuestos alrededor de una región positiva central que es el alto o dorsal salto-jujeño. El segmento norte fue denominado *riff* de Tres Cruces (Kley et al., 2005; Monaldi et al., 2008) y se desarrolla casi totalmente en la provincia de Jujuy, sobre los flancos oriental y occidental de la Puna y Cordillera Oriental, respectivamente (Fig. 2.6). Esta subcuenca formada allí, es el lugar donde se encuentran las diferentes localidades que han sido relevadas, y estudiadas en detalle mediante perfiles estratigráficos en este trabajo.

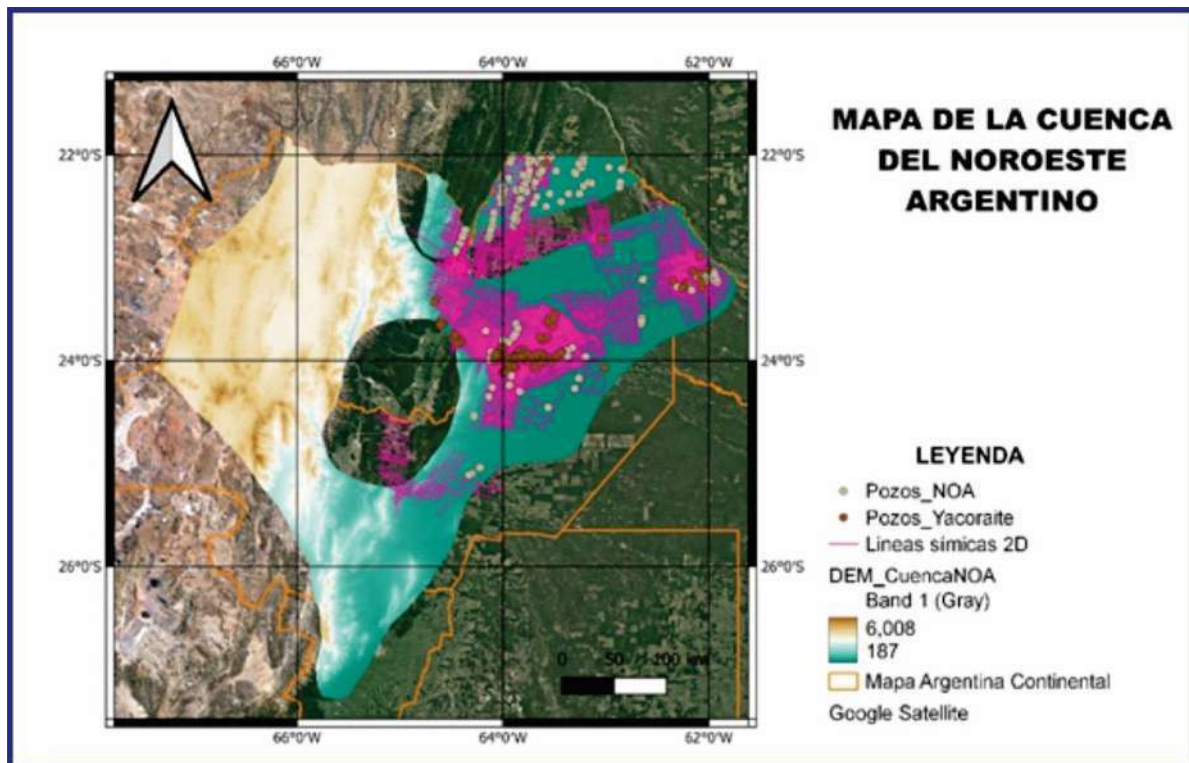


Figura 2.7. Mapa GIS de la Cuenca del noroeste argentino mostrando que la totalidad de pozos de exploración (puntos grises) se encuentran ubicados en la subcuenca Lomas de Olmedo. Los puntos marrones representan los pozos que llegan hasta la Formación Yacoraite (~ 4000 m de profundidad). Nótese que las líneas sísmicas se encuentran concentradas también en la subcuenca Lomas de Olmedo.

2.3.1. El basamento pre-Cretácico

Las unidades sedimentarias que constituyen el Grupo Salta se apoyan sobre un sustrato variado, conformado por unidades pertenecientes a varios ciclos sedimentarios previos. La base del Grupo Salta se observa en numerosos perfiles y fue detectada en subsuelo, tanto dentro de las fosas de *sinrift* como en los altos estructurales traslapados por las sucesiones de *posrift*. La edad del basamento de la cuenca aflorante en los altos estructurales, como se manifestó con anterioridad, oscila entre el Precámbrico y el Paleozoico Superior (Salfity y Marquillas, 1994, 1999).

El basamento precámbrico aflora principalmente al sur del lineamiento de El Toro, en el tramo austral del alto de Salta-Jujuy y en el depocentro de Alemania (Fig. 2.6). Sobre el alto Salta-Jujuy, la Formación Yacoraite yace tanto sobre la Formación Puncoviscana como sobre granitos que la intruyen, lo que revela que estos también estaban expuestos sobre el Cretácico Tardío. Hacia el este de la zona de Metán, en el sustrato intervienen también rocas cámbricas a devónicas. Los depósitos del *posrift* de la Formación Yacoraite yacen puntualmente sobre acumulaciones precámbricas y cámbricas al norte de la ciudad de Jujuy, donde se pone en evidencia la erosión, durante el Cretácico de los espesos depósitos ordovícicos del tramo septentrional del alto Salta-Jujuy (Fig. 2.6).

El basamento ordovícico aflora al norte del lineamiento El Toro en la Cordillera Oriental, y en la Puna. El Ordovícico Inferior de la Puna constituye la roca de caja de series magmáticas del Ordovícico Superior, que también infrayacen al Grupo Salta. Asimismo, depósitos ordovícicos habrían estado expuestos sobre el arco Traspampeano, como también en el depocentro Lomas de Olmedo (Fig. 2.6), donde parte o la totalidad de las acumulaciones siluro-devónicas fueron erosionadas. El área ocupada por la extensa fosa de Lomas de Olmedo constituyó un alto estructural probablemente desde el Devónico Tardío, formando parte del flanco austral de la cuenca carbonífera de Tarija. La franja donde se produjo el mayor nivel de erosión de los depósitos siluro-devónicos fue precisamente donde tuvieron lugar posteriormente los procesos de subsidencia, prácticamente continuos, desde el Cretácico Temprano al Neógeno. Los depósitos carboníferos-pérmicos que directamente infrayacen a los del Grupo Salta, corresponden a los de la cuenca de Tarija, que formaron parte del arco de Michicola durante el Cretácico (Salfity y Marquillas, 1999). En definitiva la variedad de apoyos que solapa la estratigrafía cretácica se vincula con los mecanismos de generación del espacio de acomodación que fueron tanto mecánicos, derivados de la extensión, con colapso y rotación de bloques y su posterior hundimiento por contracción térmica (etapa de *sag*), pero debe tenerse en cuenta que la complejidad mencionada tiene que ver con la importante inversión tectónica y modificaciones estructurales que afectan la región, producto de la tectónica andina sobrepuesta (Grier et al., 1991; Marrett et al., 1994; Cristallini et al., 1997; Branquet et al 2002; Carrera et al., 2006; Carrera y Muñoz 2013; Teixell et al., 2015; entre otros).

En la subcuenca de Tres Cruces evaluada en este trabajo, el Cretácico se apoya generalmente sobre rocas ordovícicas. Esta variabilidad en el sustrato está nuevamente controlada por la erosión sufrida en los altos respecto a las fosas distensivas (Stark, 2011). Vale asimismo aclarar que el límite entre este depocentro de Olmedo no ha sido suficientemente abordado, especulándose que la espectacular sección aflorante en el sinclinal de Hornocal pertenece al depocentro Tres Cruces. La sección estratigráfica del Cretácico de dicha localidad incluye enormes espesores de *sinrift* en su base, apoyados sobre la sección paleozoica y mesozoica (precretácica) tal vez más completa del noroeste argentino (Astini, 2008).

2.3.2. El relleno de la cuenca del Grupo Salta y su evolución

El Grupo Salta, depositado entre el Cretácico y el Paleógeno registra, en sus distintas unidades, las cambiantes condiciones tectónicas y ambientales acontecidas en la región. El rasgo de mayor magnitud reconocible en el relleno es fundamentalmente el cambio de estilo depositacional entre el relleno inicial de *sinrift* y el *posrift*, aquí preferentemente denominado *sag* y que incluye a la unidad objeto de esta tesis doctoral (Fig. 2.8).

Las acumulaciones *sinrift* pre-maastrichtianas: Los depósitos pre-maastrichtianos del Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951; Moreno, 1970, Reyes y Salfity, 1973) representan la etapa *sinrift* en la evolución de la cuenca. El

sinrift está restringido a cubetas elongadas, fuertemente subsidentes delimitadas por fallas normales. De esta manera el relleno de esta etapa inicial estuvo marcado por fuertes relieves depositacionales, generando cinturones de facies estrechos y fuertes cambios laterales (Moreno, 1970; Reyes et al., 1976; Salfity and Marquillas, 1994; Hernández et al., 2008). En el depocentro de Alemania aflora uno de los perfiles más completos del subgrupo. También en la Sierra de Zenta, bajo la estratigrafía del sinclinal de Hornocal, cómo se mencionó con anterioridad. Asimismo, una versión algo condensada pero bastante completa, aunque sin vulcanitas aflora en el Espinazo del Diablo (véase Fig. 4.4).

La evolución del Subgrupo Pirgua se divide en dos episodios principales, en términos de unidades tecto-sedimentarias (Gómez Omil et al., 1989). El primer episodio de relleno comenzó con el conglomerado de La Yesera, muy bien documentado en los depocentros de Metán y Alemania (Sabino, 2004). Esta formación contiene bloques del basamento precretácico que consisten en rocas metamórficas y graníticas del Precámbrico, rocas sedimentarias cámbricas y ordovícicas, granitos ordovícicos, y rocas sedimentarias silúricas, devónicas y carboníferas. En el perfil de Alemania, mide 615 m de espesor, pero puede alcanzar los 1000 m en el mismo depocentro y consta de 80% de facies conglomerádicas y 20% de facies arenosas (Gómez Omil et al., 1989). Contiene los basaltos Alto de las Salinas e Isonza. Se trata de depósitos de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados, con episodios eólicos y lacustres locales. Durante la finalización del depósito conglomerádico se verificaron cambios laterales entre este y la base de las Formaciones Las Curtiembres y Los Blanquitos. La Formación Las Curtiembres se reconoce en los depocentros de Metán y Alemania, con 700 hasta 1500 m de espesor en esta última subcuenca. Está compuesta por 64% de areniscas, 22% de pelitas, 9% de rocas volcánicas y piroclásticas y 5% de conglomerados (Gómez Omil et al., 1989). La parte superior de la formación contiene *Saltenia ibanezi* (Carroll, 1988; Báez y Harrison, 2005) en lutitas arenosas; estos anuros son los fósiles más antiguos hasta el momento del Grupo Salta. El Basalto Las Conchas constituye el techo la unidad. Ambientalmente, se considera un depósito fluvial, principalmente meandriforme, con facies aluviales proximales. El segundo episodio de relleno *sinrift* lo representa la parte superior de la Formación Los Blanquitos, que según Gómez Omil et al. (1989) niveló los depocentros e inclusive se interpreta que se habría acumulado sobre los altos estructurales internos de la cuenca (Calete, Cachipunco, Las Vívoras y Guachipas), por lo sería arealmente más extendido. En el perfil de Alemania tiene 1300 m de espesor consta del 95% de areniscas, 3% de conglomerados y 2% de pelitas (Gómez Omil et al., 1989). Los paleoambientes interpretados son sistemas aluviales y fluviales asociados a sistemas eólicos.

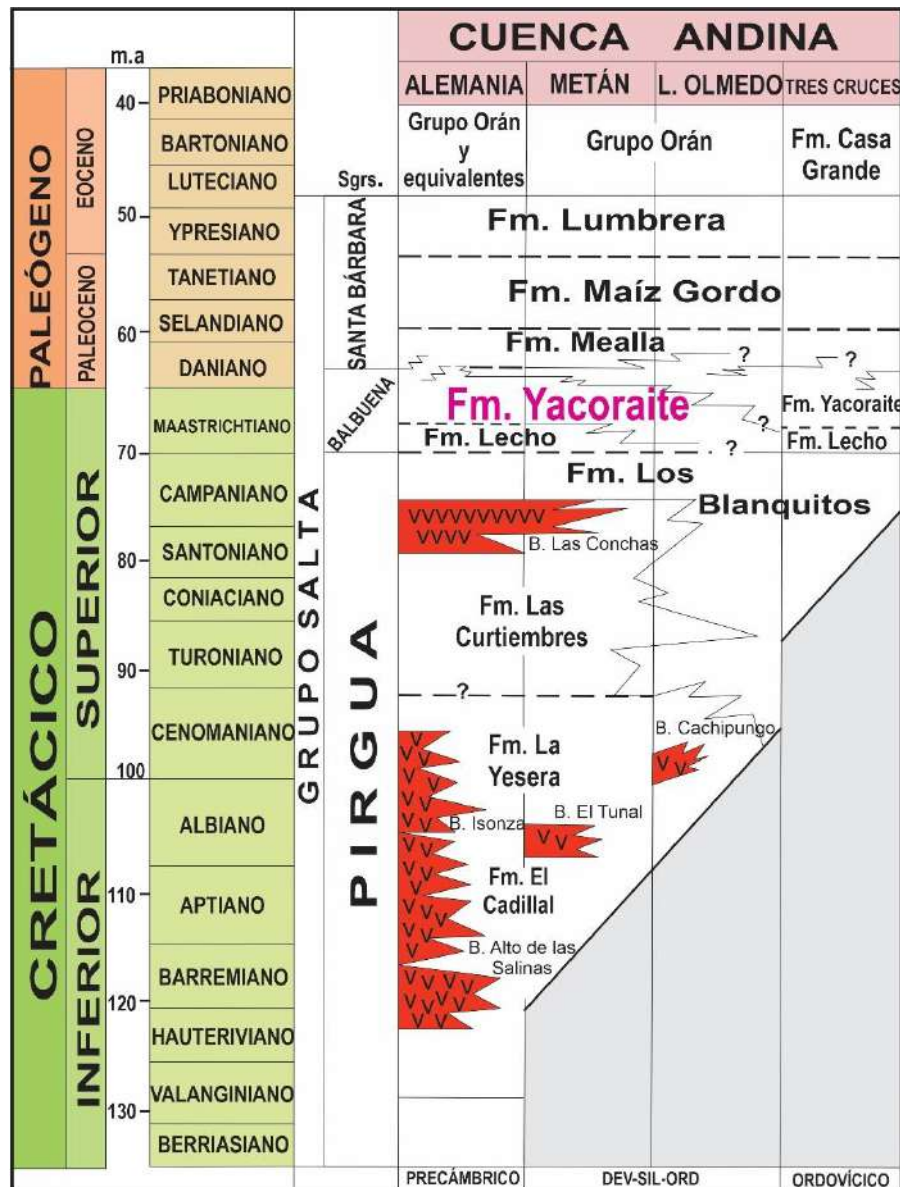


Figura 2.8. Cuadro cronoestratigráfico del Grupo Salta. Tomado y modificado de Marquillas et al. (2005).

En la subcuenca de Tres Cruces, la sucesión del Subgrupo Pirgua no fue subdividida dentro de las unidades litoestratigráficas formales (Fms. La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos), usando el termino general de Subgrupo Pirgua (Marquillas et al., 2005). Aunque su espesor es reducido, 700 m aproximadamente, representaría el estadio de *sinrift* completo, a pesar que no ha sido estudiado en detalle. Dentro del intervalo tampoco se han reconocido facies lacustres en esta subcuenca, y la sedimentación habría estado controlada por procesos aluviales, fluviales y eólicos.

Las acumulaciones del posrift mastrichtiano-eocenas: las fosas rellenas por los depósitos de *sinrift* y niveladas a la base del Subgrupo Balbuena delatan el desarrollo de una cubierta estratigráfica, especialmente continua, formada por una unidad con notables eolianitas sucedida por depósitos carbonaticos de expresión regional. Son justamente estos argumentos junto al espesor relativamente sostenido y gradual del intervalo, los

que permiten separarlo como un subgrupo que a nivel general incluye las formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo. Este subgrupo se acumuló tanto sobre las fosas de *sinrift* como sobre los altos estructurales, aunque con mayor espesor en los primeros, dada la compactación diferencial y naturaleza del sustrato. Es por la naturaleza, en muchos casos biselante, de este contacto regional, interpretado como una discordancia erosiva, aun cuando la relación geométrica es paraconcordante en todas las localidades, que se interpretó originalmente un fenómeno transgresivo para explicarla. Sin embargo, en esta tesis se discuten criterios más robustos y modernos para caracterizar su génesis.

Los generalizados procesos de aumento del nivel del mar detectados en muchas cuencas sudamericanas, durante el Maastrichtiano (e.g., Malumian et al 1983), coincidentes con la tendencia global, truncaron momentáneamente el ciclo de continentalización prolongado que perduró desde sus inicios hasta el Campaniano y operó con posterioridad durante el resto del Terciario. Las transgresiones marinas tuvieron una significativa incidencia paleobiogeográfica (Benedetto y Sánchez, 1972; Bonaparte, 1984; Salfity y Marquillas, 1999; Console Gonella et al., 2017). Las acumulaciones regionales más significativas dentro del Subgrupo Balbuena son depósitos de la Formación Yacoraite que en varias localidades cubren el techo de los depósitos *sinrift* del Grupo Salta, con tetrápodos campanianos. El *postrift* o *sag* se inicia según varios autores (Marquillas et al 2005; Hernández et al., 2008; Starck, 2011 entre otros) con facies de ambientes eólicos y fluvio-lacustres incluidas dentro de la Formación Lecho. Esta unidad contiene paquetes de areniscas rosadas a blanquecinas distintivas, con niveles cementados por carbonatos y una notable estratificación cruzada de gran porte por lo que ha sido interpretada como de génesis fundamentalmente eólica (véase Starck, 2011). Localmente, también contiene calcarenitas cuarzosas a sub-arcóscicas que son interpretadas como eolianitas retrabajadas por la acción de corrientes de agua (Marquillas et al., 2005). Al constituir la unidad basal del *postrift*, en las áreas de borde, esta formación puede apoyar directamente sobre basamento pre-Grupo Salta (Starck, 2011 y referencias allí citadas), aunque en los depocentros su disposición es paraconcordante. Tiene un espesor promedio de 150 m en los depocentros de Metán y Alemania (Marquillas et al., 2005) y menor espesor en el de Tres Cruces (aproximadamente entre 20 y 50 m en promedio) y en algunas secciones de esta última subcuenca se ha interpretado un evento temprano de inundación (Astini et al., 2020). Este evento estaría representado por facies de pelitas, calizas, cuyas microfacies denotan ambientes donde alternaba baja y alta energía, y arcilitas (Marquillas et al., 2005). Astini et al. (2020) describen y analizan un intervalo marino somero, de naturaleza estuarina, desarrollado en el extremo norte de la subcuenca (Yavi) dentro la Formación Lecho que claramente subyace y antecede al paquete eólico de expresión regional. De acuerdo con estos autores, un mar somero habría penetrado desde Bolivia, desarrollando ambientes de transición, sin traspasar hacia las subcuencas de Metán y Alemania, dado que a la latitud de la localidad de Tres Cruces el mismo se habría acuñado y reemplazado lateralmente por paquetes de calcretes pedogenéticos alternantes con depósitos fluviales. Esto último se

atribuye al engranaje lateral entre un sistema estuarino y uno fluvial (Fig. 2.9). Este hallazgo resulta muy importante por cuanto es claro que existieron anteriores transgresiones no bien representadas en el NOA pero sí en otras regiones de Sudamérica que básicamente aprovecharon las mismas depresiones.

Sobre los depósitos eólicos de la Formación Lecho se depositan, en paraconcordancia, pero mediante un contacto neto y erosivo (discordancia erosiva *sensu stricto*), las facies predominantemente carbonáticas, intercaladas con pelitas y tobas volcánicas de la Formación Yacoraite, que constituyen un excelente intervalo guía en toda la cuenca y particularmente dentro del depocentro de Tres Cruces.

El Subgrupo Balbuena tiene en su tope a la Formación Olmedo, compuesta principalmente de pelitas negras y grises, limolitas, evaporitas, calizas micríticas y dolomicríticas. Esta unidad se encuentra bien representada en subsuelo (hacia el este) pero está ausente en la región de estudio. Asimismo, en los depocentros de más al sur, se describe la Formación Tunal como posible equivalente de la Formación Olmedo (Marquillas y Salfity, 1994).

Vale también aclarar aquí, que Hernández et al. (2008) formalizaron una división estratigráfico secuencial para el intervalo del Subgrupo Balbuena (véanse sus figuras 2, 3, 4, 5, 6 y 7), utilizando terminología previamente desarrollada en YPF por las comisiones exploradoras del NOA (véase también Hernández et al., 1999) y publicadas en informes internos inéditos. Parte de esta separación fue tomada por grupos brasileros que estudiaron Yacoraite (Guimarães, 2014; Roemers de Oliveira, 2014; Roemers de Oliveira et al., 2015; Gomes et al., 2020), aunque no ha sido adecuadamente difundida, ni justificada. De hecho, la fundamentación de la separación en secuencias 1, 2, 3 y 4 dentro de la denominada Supersecuencia Balbuena no ha sido publicada ni argumentada debidamente o sostenida en virtud de conocimientos actuales de la estratigrafía secuencial. En esa época la misma Formación Yacoraite fue separada también en parasecuencias de acuerdo a la literatura de la época, argumentos que ya no son válidos ni se sostienen en virtud de la vorágine evolutiva de esta metodología, que propone separar paquetes sedimentarios por superficies limitantes o según arreglos verticales que permitan entender la evolución genética de los rellenos sedimentarios. Por esta razón, para evitar confusiones terminológicas y mezcla de caracterizaciones genéticas con descriptivas, en esta tesis seguimos una caracterización clásica y una separación litoestratigráfica, a pesar de que en el capítulo pertinente de apilamiento estratigráfico (capítulo 9) se hacen valoraciones estratigráficas secuenciales.

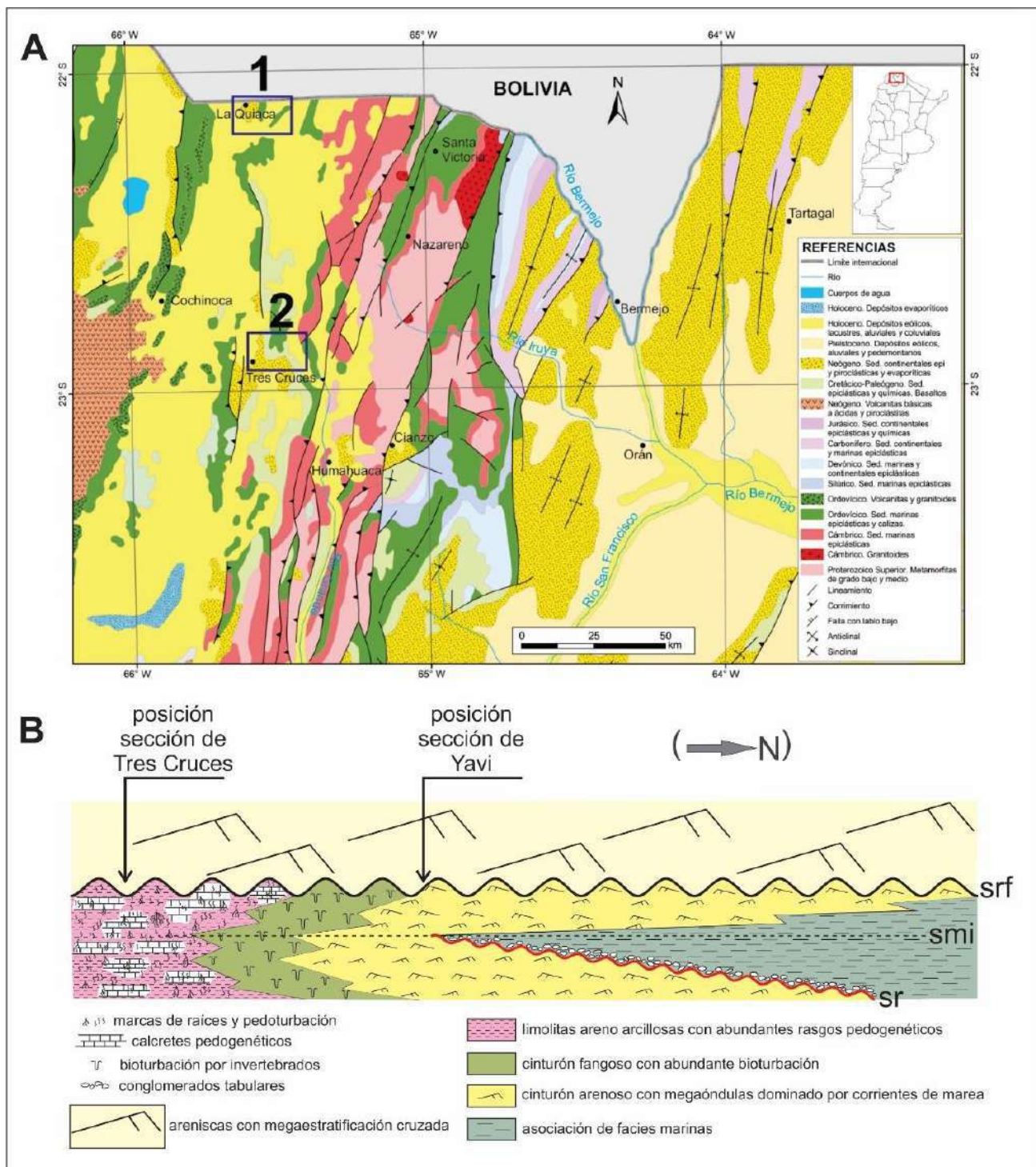


Figura 2.10. A. Mapa geológico con la ubicación de la sección de Yavi (1) y al sur (2) la sección de Tres Cruces. **B.** Relaciones laterales de facies para la Formación Lecho, hacia el norte se ubicarían las facies marinas someras. Tomado y modificado de Astini et al. (2020). Sr=superficie de regresión, smi=superficie de máxima inundación, srf= superficie de regresión forzada.

2.3.3. Edad del Grupo Salta

El Grupo Salta y depósitos equivalentes se distribuyen ampliamente en la región de los Andes Centrales del NOA. Por décadas, el Grupo Salta ha sido relacionado al Grupo Puca en Bolivia

(Schlaginweit, 1941; Branisa, 1960; Reyes, 1972; Jaillard y Sempere, 1991; Sempere, 1997; Camoin et al, 1997; Deconinck et al., 2000; Fink, 2002), a los depósitos del oeste de Paraguay (Clebsch, 1991), Perú (Jaillard et al., 1993; Sempere et al., 2004) y a los del norte de Chile (Salfity et al., 1985; Matthews et al., 1996, 1997). Los depósitos del *sinrift* tardío y los del comienzo del *postrift* contienen dinosaurios, huellas de dinosaurios (Bonaparte et al., 1977; Bonaparte y Powell, 1980; Alonso y Marquillas, 1980; Quattrocchio et al., 2000; Console Gonella et al., 2017; Coppa et al., 2020) que permitieron su asignación al Cretácico, pero asimismo restos de palinomorfos han sido asignados al Daniano, hecho que implicaría que la unidad contiene la transición K-Pg y, tal vez, registre evidencia del límite Cretácico-Paleógeno (Marquillas et al., 2002, 2003). En este sentido, ha habido intentos de avanzar con diferentes líneas de investigación que no han sido muy exitosos y por esta razón en el presente estudio se han explorado herramientas geoquímicas adicionales que puedan arrojar luz sobre este apasionante evento o al menos constatar cómo el mismo fue preservado en la unidad.

Existen escasas dataciones radiométricas en el Grupo Salta y una cierta imprecisión de los datos a partir de fósiles como para sostener correlaciones de alta resolución confiables. De hecho, en el transcurso de los trabajos de campo de esta tesis se colectaron numerosas muestras de tobas para mejorar la datación y el rango de edades de Yacoraite, aunque, lamentablemente no pudieron ser analizadas.

La información radiométrica de las rocas basálticas correspondientes a la etapa de *sinrift* (Valencio et al., 1976, 1977; Reyes et al., 1976; Clebsch, 1991, Viramonte et al 1999) indican edades del Cretácico Inferior al Superior. Estas dataciones presentan dos poblaciones de edades, una entre los 128 y 95 Ma y, otra entre 78 y 75 Ma (Gallinski y Viramonte, 1988). Edades radiométricas obtenidas más recientemente (del Papa et al., 2010; Marquillas et al., 2011; DeCelles et al., 2011) permiten arriesgar un nuevo ajuste cronológico para las unidades del Grupo Salta. Dataciones U/Pb sobre circones, de dos tobas de la Formación Yacoraite en el Valle de Lerma (depocentro de Metán-Alemania) brindaron valores de 71.9 ± 0.4 y 68.4 ± 0.7 Ma (Marquillas et al., 2011; Matano et al., 2022). La primera de estas dataciones se localiza en el tercio inferior de la formación mientras que la segunda proviene del tercio superior (Fig. 2.11). La extrapolación de estos valores permite estimar con bastante seguridad la edad de la base de la formación alrededor de los 72.7 Ma y su techo alrededor de los 67.2 Ma. La base de la Formación Lecho se puede extrapolar a ≈ 75 Ma y según datos inéditos en Hernández et al (2008) la edad del Subgrupo Balbuena podría ajustarse entre 75 y 63 Ma. Una datación de las vulcanitas de Palmar Largo de 70 Ma (Boll et al., 1989) demostraría su contemporaneidad con la Formación Yacoraite.

Dentro del Grupo Santa Bárbara se conoce una edad U/Pb sobre circones en una toba, de 39.9 ± 0.4 Ma (del Papa et al., 2010). La muestra procede del Miembro Superior de la Formación Lumbra en la zona de Pampa Grande (depocentro de Metán-Alemania), a más de 200 m por encima de la Faja Verde, cerca de la discordancia del tope del Grupo Salta. Las dataciones de la subcuenca de Lomas de Olmedo permiten interpolar las edades de las formaciones del Subgrupo Santa Bárbara, siempre asumiendo tasas de subsidencia más o menos constantes. De esta manera, se puede asignar una edad de 57.76 ± 0.50 Ma para el techo de

Mealla, 54 Ma para el techo de Maíz Gordo y 49.9 Ma para el techo del Miembro Inferior de la Formación Lumbreira (del Papa et al., 2022). El fin del ciclo sedimentario del Grupo Salta puede extrapolarse en Lomas de Olmedo a algo menos de 30 Ma. En otras subcuencas este límite sería más viejo debido a que fueron involucradas más tempranamente en la estructuración andina. Las edades paleontológicas de las unidades se ajustarían bastante bien a la cronología propuesta, aunque lamentablemente se carece de registro de fósiles guía.

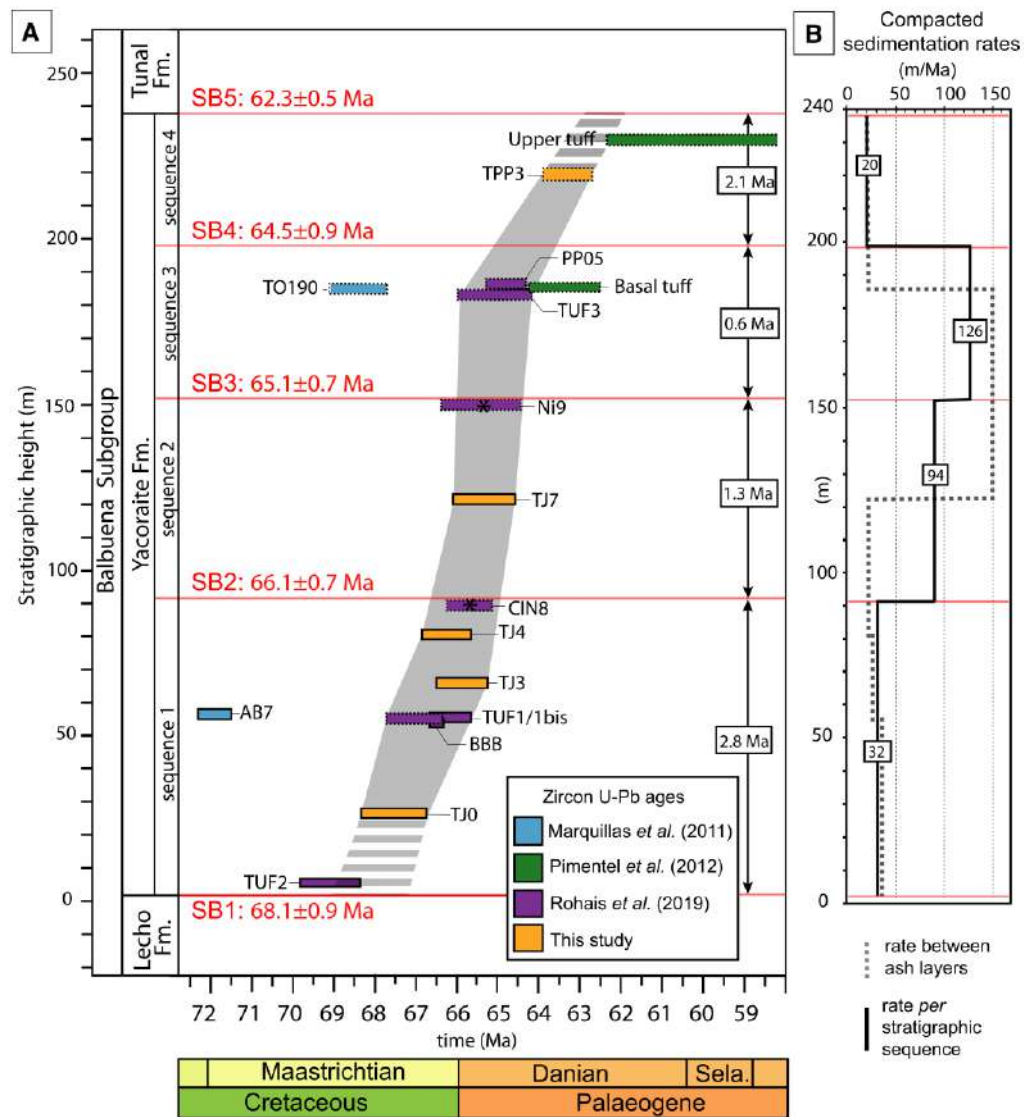


Figura 2.11. Modelo de profundidad de la edad depositacional de circones de la Formación Yacoraite a partir de la geocronología U-Pb de circones en capas de cenizas interpuestas de base a techo. Tomado de Matano et al. (2022). Las líneas rojas son los límites de secuencia (SB) sugeridos en Deschamps et al (2020) y Rohais et al (2019). Las edades, incertidumbres y posiciones estratigráficas son reportadas e (A) como barras de colores para todas las capas de ceniza disponibles fechadas (Marquillas et al., 2011; Pimentel et al., 2012; Rohais et al., 2019; este estudio). Todas las incertidumbres reportadas son 2σ (95% de confianza). Las barras punteadas se refieren a capas de cenizas de las subcuencas Metán y Alemania. Los asteriscos indican capas de cenizas de otras subcuencas. El área gris oscuro representa el modelo de profundidad ZDA obtenido por interpolación lineal de las edades de circón. La duración de cada secuencia estratigráfica se da en los recuadros negros a la derecha. En (B) se muestra la evolución de las velocidades de sedimentación compactadas. La línea discontinua gris se refiere a tasas calculadas entre superficies fechadas, mientras que la línea negra se refiere a las tasas medias ponderadas de cada secuencia estratigráfica. A la derecha se ubica la columna estratigráfica de la Formación Yacoraite para la subcuenca de Metán con los niveles muestreados y analizados en el trabajo de Matano et al. (2022).

2.4. Condiciones paleoclimáticas

El Cretácico es un tiempo conocido por rápidos cambios climáticos y eventos geológicos de gran magnitud en todo el planeta, como las Grandes Provincias Ígneas (LIPs), evidencias de impactos extraterrestres, eventos de anoxia oceánica (OAEs, por sus siglas en inglés-*oceanic anoxic events*), enormes espesores de capas rojas, aumentos pronunciados del nivel del mar, que en ocasiones dieron lugar a la formación de extensos mares epicontinentales (Fig. 2.12) y extinciones masivas que marcaron el final del periodo con la desaparición de más del 40% de especies del planeta.

Todos los indicadores de clima tradicionales incluyendo los litológicos, paleontológicos y geoquímicos apuntan a considerar que el Cretácico, en su totalidad, fue una etapa climática cálida (*hot-house stage*), en momentos extremadamente cálidos y en momentos fluctuando a climas templados, pero en ningún caso logrando desarrollar glaciaciones o climas sostenidamente fríos (Ronov et al., 1989; Hay, 2008; 2017; Hay y Fögel, 2012), como sugirieron originalmente Miller et al. (1999, 2003). Las explicaciones para esto son, por un lado, la ausencia de calotas glaciares polares dada la distribución de tierras y mares para el período y por el otro, el significativo efecto invernadero que dominó durante el Mesozoico y se incrementó significativamente durante el Cretácico, asociado con emisiones de gases a partir de volcanismo masivo (Hay, 2017).

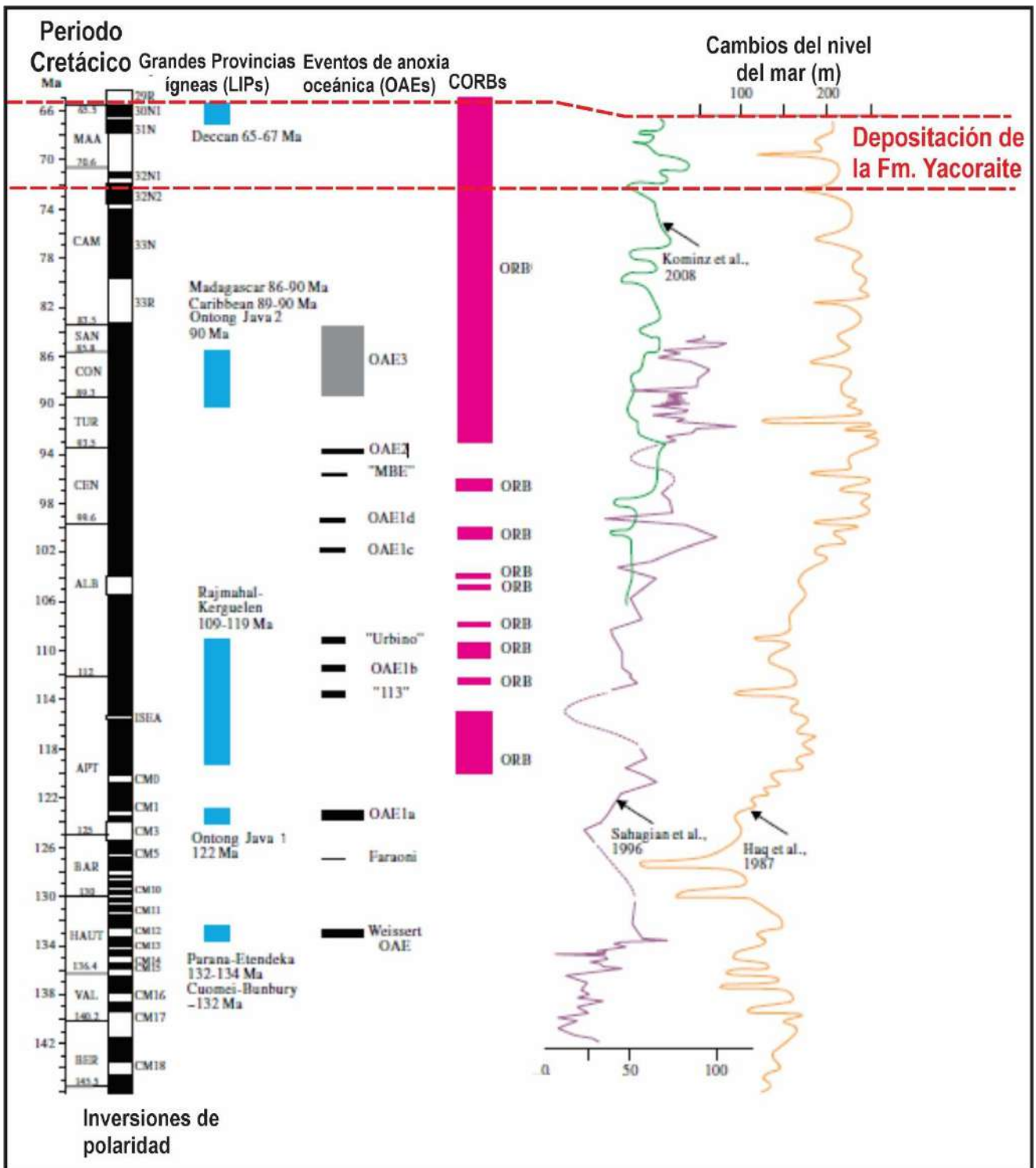


Figura 2.12. Resumen de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales durante el Cretácico, mostrando LIPs, OAEs, CORBs y cambios del nivel del mar globales, según Haq et al. (1987), Sahagian et al. (1996) y Kominz et al. (2008). Además, se remarca el tiempo durante el cual tiene lugar la deposición de la Formación Yacoraite, coincidente con los grandes cambios globales. Tomado y modificado de Hu et al. (2012).

Las Grandes Provincias Ígneas (LIPs), como las extensas coladas de lavas de Paraná-Etendeka y del Deccan habrían tenido un fuerte efecto climático global (e.g. Kidder y Worsley, 2010) en tiempos cretácicos. La provincia de Deccan en el centro-oeste de la India, cuyas gigantescas erupciones produjeron enormes

volúmenes de basalto de inundación (de hasta 2 km de espesor), se formaron entre los 68 y 60 Ma (Sheth, 2005), tuvieron un efecto climático dramático generando un calentamiento global debido a la proliferación de gases de efecto invernadero (*greenhouse-gases*) (Barron et al., 1995).

La idea de Hasegawa et al. (2012), quienes sugieren una drástica reducción en el tamaño de las células de Hadley durante el cálido invernadero del Cretácico, está respaldado por varias simulaciones climáticas numéricas (Hay y Flögel, 2012). La contracción de las celdas de Hadley, de modo que el aire seco se hunde a una latitud de 15° N en lugar de a 30° N explica cinturones áridos expandidos en las regiones ecuatoriales (Figs. 2 y 7 tomadas de Hay y Flögel, 2012, en este trabajo Fig. 2.13) y concuerda con la idea de una zonación climática más moderada, como propuso Chumakov (véase Hay y Flögel, 2012; su Fig. 8). Es, sin embargo, la suma de factores especiales que afectaron al Cretácico los que permiten diferenciar y refuerzan la tradicional división de estados climáticos propuesta por Kidder y Worsley (2012) quienes distinguieron tres condiciones básicas para el clima de la Tierra: “**casa de hielo**” (*Icehouse*), “**casa de invernadero**” (*Greenhouse*) y “**casa caliente**” (*Hothouse*). A su vez, las condiciones de casa de invernadero pueden fluctuar entre estadios fríos y cálidos; ambos restringidos a tiempos dominados por escasa actividad orogénica y exhumación de rocas silicatadas (granitos) que secuestran CO₂ a través de la meteorización. Debido a la menor tasa de consumo, los niveles de CO₂ en la atmósfera son mucho más altos que durante las condiciones de casa de hielo.

Bajo condiciones de **casa de hielo** se desarrolla hielo polar y alternancia entre episodios glaciales e interglaciales en respuesta a los ciclos orbitales de Milankovitch. La temperatura media mundial actual (interglacial) es de unos 15 °C; durante los glaciales es unos 6 °C más bajo (Hay y Flögel, 2012). Los climas de casa de hielo como el del Neógeno y el Cuaternario tienen un fuerte gradiente de temperatura latitudinal (50–60 °C) que induce altas velocidades del viento, y donde su cizalla es capaz de generar importantes efectos erosivos y notable transporte de materiales eólicos finos (aerosoles y polvo atmosférico). La baja presión atmosférica permanente sobre el hielo polar estabiliza los sistemas de viento y las corrientes oceánicas superficiales que impulsan. Los climas durante condiciones de casa de hielo siguen a colisiones continentales que no sólo exponen grandes superficies de silicatos a la intemperie, que permiten que la reacción con el CO₂ atmosférico reduzca las concentraciones por debajo de 300 ppmv (la actual, y elevándose exponencialmente en el siglo XXI, supera los 400 ppmv), sino que genera condiciones altitudinales que son fundamentales para el desarrollo, anclaje y equilibrio de calotas, algo bastante desconocido para tiempos cretácicos.

Durante las condiciones de **casa de invernadero fría** habría existido algo de hielo polar y glaciares alpinos, pero no hay suficiente generación de hielo como para que se desprendan icebergs en el océano. Se supone que las temperaturas medias globales oscilaron entre 21° y 24 °C (Hay y Flögel, 2012) y que los niveles atmosféricos de CO₂ fueron entre 2 y 4 veces los actuales (600–1200 ppmv) (Flögel et al., 2011a y b). Los cambios estacionales del hielo polar permitirían una cierta inestabilidad en los sistemas de presión atmosférica en latitudes altas, pero el menor gradiente de temperatura entre latitudes altas y bajas (≈ 40 °C) habría

disminuido, deteriorando el poder de transporte y cizalla de los vientos que se reducen en relación con las condiciones de casa de hielo.

Las condiciones de **casa de invernadero cálida** habrían carecido de hielo polar. Las temperaturas medias globales pueden haber oscilado entre 24° y 30°C. Kidder y Worsley (2012) creen que los niveles de CO₂ atmosférico oscilaron entre 4 y 16 veces los actuales (1200-4800 ppmv). Bajo estas condiciones, habrían ocurrido inversiones estacionales de los sistemas de presión atmosférica en los polos. Los gradientes latitudinales de temperatura más reducidos (<34°C) habrían inhibido la actividad de vientos y transporte y erosión eólica.

La condición de **casa caliente** requiere condiciones muy especiales y según Hay y Flögel (2012) habrían sido de corta duración (≈ entre 1 y 3 my). Kidder y Worsley (2010, 2012) sugieren que esto se logra con aportes anormalmente elevados de CO₂ a la atmósfera, como habría ocurrido durante la formación de las “grandes provincias ígneas” (LIPs) en el Cretácico o, alternativamente, por la liberación masiva de metano a partir de hidratos de gas metano en el fondo oceánico como se interpreta para el caso del Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (Zachos et al. 1993; Katz et al., 2001, Dickens 2011), desconociéndose los bucles originarios. Bajo estas condiciones, las concentraciones de CO₂ atmosférico se habrían elevado por encima de 10 veces las del presente, pero una vez finalizado el evento de exceso de oferta de CO₂, la meteorización habría revertido rápidamente las concentraciones atmosféricas (Flögel et al., 2011b).

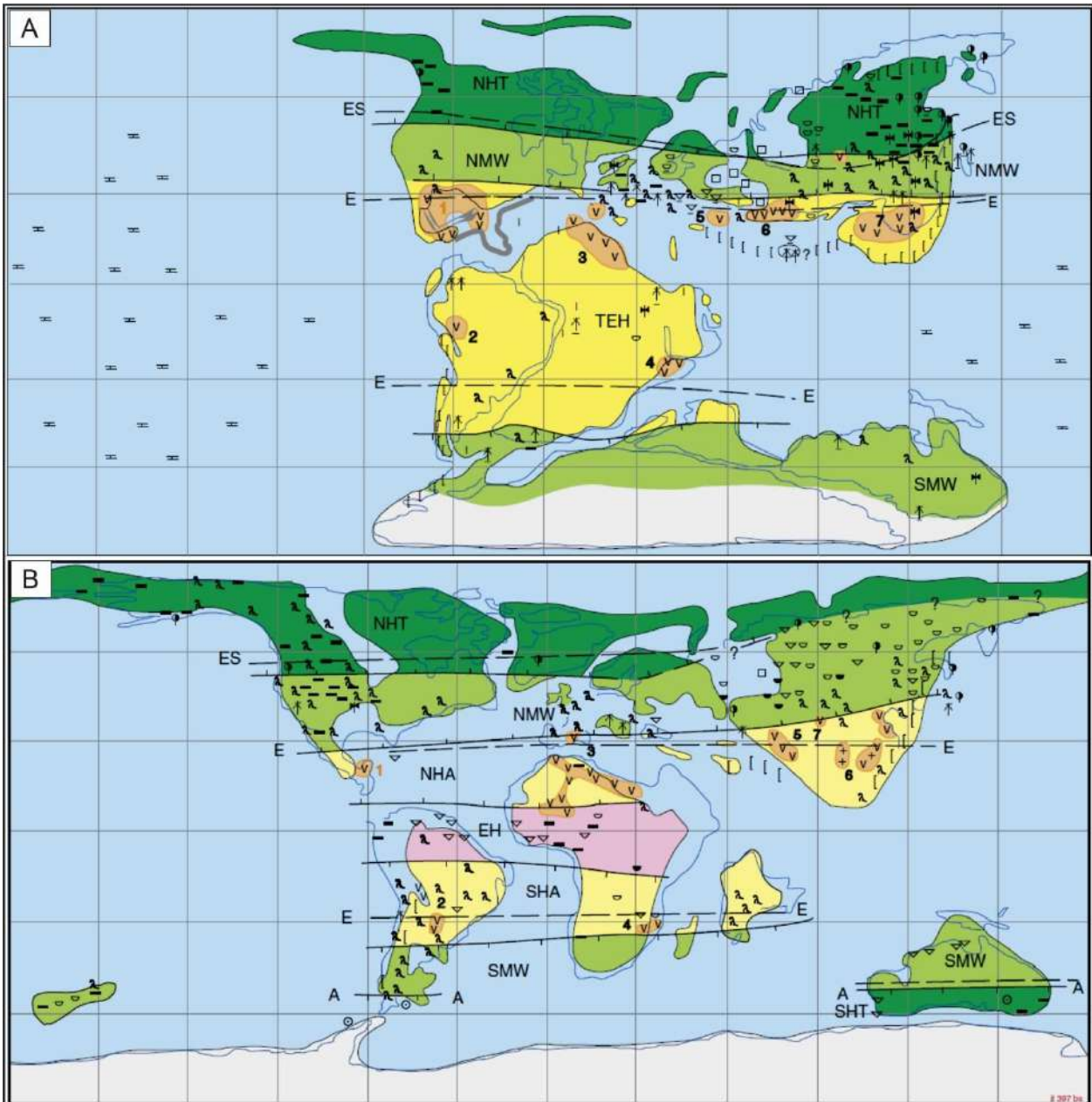


Figura 2.13. Indicadores de clima para el Barresiano (A) y para el Maastrichtiano (B). Tomado de Hay y Flügel (2012).

Además de las condiciones climáticas “asfixiantes” de momentos durante el Cretácico, las dimensiones del supercontinente de Gondwana habrían provocado cinturones de baja latitud con extrema aridez, aunque haya habido humedad disponible, dado que las dimensiones ecuatoriales fueron de entre 11.000 y 12.000 km (más de cuatro veces el ancho de Norteamérica) y, entonces, la humedad de los océanos no pudo penetrar en el interior. Esto se conoce como el “**efecto climático de supercontinente**”. La otra posible explicación de la aparente falta de una zona húmeda ecuatorial similar a la actual “Zona de Convergencia Intertropical” (ZCIT) para tiempos cretácicos es el “**efecto de zona muerta**”, donde las temperaturas tan elevadas impiden o abortan la posibilidad de vida vegetal y dificultan la normal fotosíntesis, dado que las enzimas también tienen dificultades para facilitar la fotosíntesis bajo estrés por calor (Ellis, 2010). Así y todo, en bajas latitudes han sido encontradas

algunas huellas de dinosaurios y reptiles, por lo que la aridez no habría sido absoluta (Hay, 2017) y una razón de esto puede ser la existencia o el desarrollo de vías de conexión marina (corredores), asociadas con fluctuaciones eustáticas, que representaron verdaderos puentes a barreras climáticas. En este sentido, los mares interiores favorecen la dispersión y movilidad faunística en general.

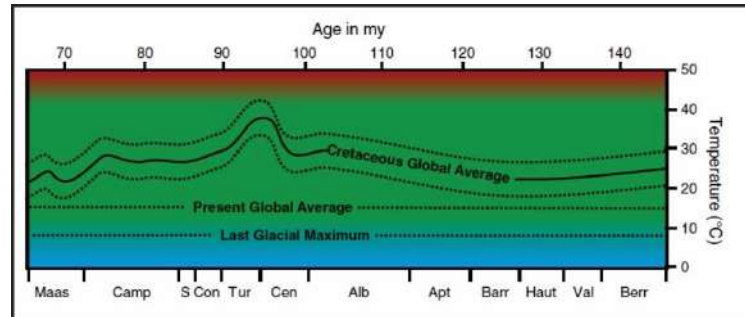


Figura 2.14. Temperaturas medias globales del Cretácico comparadas con las temperaturas medias globales actuales y del Último Máximo Glacial. Tomado de Hay y Flögel (2012).

2.5. Condiciones paleoceanográficas

La influencia de las grandes provincias ígneas no habría sido solo climática. En todo caso, los modelos climáticos para el Cretácico indican una serie de bucles indeterminados y retroalimentaciones entre la geodinámica, el clima, la dinámica atmosférica y la hidrósfera que influyen notablemente en las características físicas y químicas de los océanos y sobre los niveles del mar.

2.5.1. Dinámica oceanográfica e influencia sobre su composición

La idea de que climas cálidos y uniformes en el Cretácico podrían haber sido el resultado de una inversión de la circulación oceánica profunda, de modo que llevaría aguas salinas cálidas formadas en los trópicos hacia los polos en lugar de aguas polares salinas frías hacia el ecuador, como lo hace hoy, se remonta a Thomas Chrowder Chamberlin (1906). En las últimas décadas esta idea se ha recuperado para explicar momentos de extensión y anoxia que no serían patrimonio del Cretácico (Kidder y Worsley, 2004, 2010; Hay y Flögel, 2012). Durante las condiciones de **casa de invernadero** y **casa caliente**, antes mencionadas, la circulación oceánica habría sido más lenta y en etapas hasta se habría desvanecido, induciendo una fuerte estratificación de la columna de agua (Hay, 2009). La circulación profunda en los océanos se inicia a través del agua salada, fría y rica en oxígeno que se hunde en las regiones polares (Colling, 2001). La mayor parte regresa a la superficie a través de un amplio afloramiento difuso en los trópicos, pero parte se abre camino hacia arriba a través de capas intermedias para contribuir al fenómeno de surgencias o *upwelling* a lo largo de los márgenes orientales de las cuencas oceánicas en las latitudes

medias. El resultado final es que normalmente las profundidades del océano son oxigenadas a pesar de que la productividad orgánica en las aguas superficiales es alta. Los niveles bajos de oxígeno ocurren solo a profundidades medias debajo de las áreas de productividad orgánica muy alta, como las regiones de *upwelling* del margen del océano oriental de latitud media. La región de condiciones hipóxicas se conoce como la capa mínima de oxígeno.

Un océano más cálido absorbe menos oxígeno de la atmósfera. La circulación termohalina se relentiza, pero en la mayoría de las áreas, el suministro de oxígeno a las profundidades es consumido por la lluvia de materia orgánica. Los mínimos de oxígeno se expanden, pero no se alcanzan verdaderos tenores de anoxia en aguas profundas. Con menos polvo disponible y vientos más lentos, el suministro de hierro requerido por las bacterias fijadoras de nitrógeno disminuye. Esto significa que el nutriente limitante cambia de fósforo a nitrato. Según Hay y Flögel (2012) una condición de invernadero frío sería la que prevaleció durante gran parte del Cretácico temprano y tardío, pero ocasionalmente se generaron virajes hacia condiciones de invernadero cálidas y hasta de casa caliente que dificultaron la vida e influenciaron enormemente la sedimentación. Estos momentos particulares se conocen como eventos de anoxia oceánica (OAE por sus siglas en inglés-*oceanic anoxic events*) y han sido reconocidos claramente en el registro Cretácico (Schanger y Jenkyns, 1986), siendo caracterizados por intervalos de pelitas negras orgánicas, con geoquímicas distintivas (Jenkyns, 2010, 2018).

Bajo condiciones de casa de invernadero cálido el océano más cálido absorbería incluso menos oxígeno. Las cuencas aisladas podrían volverse anóxicas y de hecho estas condiciones se verificarían por ejemplo en el Atlántico sur, antes de su conexión con el Atlántico norte, como lo acreditan recientes estudios geoquímicos (Dummann et al., 2020 y 2021) y prospecciones hidrocarburíferas en curso sobre los márgenes continentales en el sur de Africa y Sudamérica (DeVito y Kearns, 2022).

Análisis sobre los intervalos de pelitas negras (Arthur et al 1987, Jenkyns, 2010, 2018; Reershemius y Planavsky, 2021) sugieren que el principal control detrás de los eventos de anoxia oceánicos fue un aumento abrupto de la temperatura, inducido por la rápida entrada de CO₂ a la atmósfera desde fuentes volcánicas y/o metanogénicas. El calentamiento global habría estado acompañado por un ciclo hidrológico acelerado, un aumento de la meteorización continental, una mayor descarga de nutrientes a los océanos y lagos, *upwelling* intensificado y un aumento de la productividad orgánica. Un aumento en la meteorización continental se registra a través de aumentos transitorios en las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os en el agua de mar en los casos del Cenomaniano-Turoniano y el Aptiano temprano (Jenkyns, 2010). Los eventos de anoxia oceánica muestran una tendencia, en el largo plazo, hacia valores menos radiogénicos. Esta última tendencia indicaría que nutrientes de origen hidrotermal y volcánico también pueden haber estimulado aumentos locales en la productividad orgánica. El aumento del flujo de materia orgánica habría favorecido la intensa demanda de oxígeno en la columna de agua, así como el aumento de las tasas de enterramiento de carbono marino y lacustre. Particularmente, en aquellos océanos y regiones marinas restringidas donde la estratificación por densidad se

vió favorecida por controles paleogeográficos y una significativa entrada fluvial, las condiciones podrían haber evolucionado fácilmente de poco oxigenadas a anóxicas y, en última instancia, a euxínicas (es decir, sulfurosas), siendo este último estado geoquímicamente el más significativo de estos eventos. La evolución progresiva de las condiciones redox avanza hasta la reducción del sulfato, acompañada por la precipitación en la columna de agua de framboides de pirita, que promueven el fraccionamiento de muchos sistemas isotópicos (p. ej., N, S, Fe, Mo y U) y la movilización e incorporación de ciertos oligoelementos en carbonatos (Mn), sulfuros y materia orgánica (Jenkyns, 2010). El secuestro de CO₂ en lutitas negras ricas en materia orgánica y por reacción con silicatos expuestas en los continentes, en última instancia, restauran el equilibrio climático, pero a expensas de un cambio químico masivo en los océanos y en escalas de tiempo de decenas a cientos de miles de años.

Los principales nutrientes requeridos por el fitoplancton oceánico son el fosfato y alguna forma fija de nitrógeno, generalmente nitrato (Hay y Fögel, 2012). La mayor parte del fosfato utilizado por los organismos en la zona fótica surge de aguas más profundas. Sin embargo, la fuente última de fosfato proviene de la erosión de las rocas de silicato en el ambiente terrestre (Hay y Fögel, 2012). Asimismo, el nitrógeno diatómico está fácilmente disponible ya que constituye la mayor parte de la atmósfera. Sin embargo, para ser utilizado por los organismos debe fijarse en otra forma. La mayor parte del fitoplancton oceánico lo utiliza en forma de nitrato (NO₃⁻). En el océano la fijación la realizan bacterias especializadas a través de una enzima que requiere hierro. Sin embargo, el hierro es insoluble en soluciones alcalinas y el agua de mar es alcalina. El hierro se introduce en el océano como recubrimientos de óxido de hierro sobre polvo en el aire y sedimentos detríticos de grano fino. La acción glacial y la meteorización física en condiciones de casa de hielo proporcionan un mayor suministro de polvo, y los fuertes vientos lo transportan sobre el océano (Hay y Fögel, 2012). Bajo estas condiciones, el fosfato suministrado por los ríos se convierte en el nutriente limitante último en el océano (Beil et al., 2020).

2.5.2. Eventos de anoxia oceánicos

Los cambios ambientales están fuertemente conectados al ciclo del carbón; por lo tanto, se ha puesto un fuerte énfasis sobre los eventos de anoxia oceánica del Cretácico, cuando sedimentos ricos en carbono orgánico fueron ampliamente depositados en cuencas oceánicas de todo el mundo (Schlager y Jenkyns, 1976, 2010; Hu et al., 2012). La existencia de al menos dos eventos principales de anoxia oceánica en el Cretácico y otros cinco menores es bien conocida a partir de los cambios en los patrones de sedimentación y habrían sido de duración relativamente breve, en general menor de 1 Ma (Fig. 2.12). Durante estos eventos prevalecieron condiciones de disoxia o anoxia en las aguas oceánicas profundas que favorecieron la formación de horizontes discretos de pelitas negras laminadas ricas en materia orgánica (*black shales*).

Estas rocas tienen un gran potencial económico, ya que son las principales rocas generadoras de hidrocarburos. El hecho de que sean sincrónicos o sólo ligeramente diacrónicos en distintas cuencas revela que se trata de eventos ambientales a gran escala. En su transcurso ocurrieron cambios en la geoquímica de las aguas oceánicas (excursiones en las relaciones isotópicas del Ca, Sr, Os, Mo, C y O), en las tasas de meteorización, en el nivel del mar, en los flujos de nutrientes, en la dinámica oceánica y en la biota (recambios faunísticos, extinciones menores, disrupción de los ecosistemas arrecifales) (Föllmi, 2012). De estos eventos de anoxia, el más notable fue el **OAE-2** durante el Cenomaniano-Turoniano, registrado en la región Mediterránea, en el Atlántico Norte, en el Mar Caribe y en el incipiente Atlántico Sur. Su correlación con una marcada excursión positiva del δC^{13} sugiere un fuerte incremento de la productividad orgánica, lo que estaría relacionado con un clima húmedo con intensa meteorización e intensificación de la surgencia oceánica (*upwelling*) y la fosfogénesis. Se considera que está ligado a un rápido calentamiento global causado por el masivo influjo de dióxido de carbono asociado a volcanismo (*LIPs*) y la disociación de hidratos de metano (Schlanger y Jenkins, 1976; Haq et al., 1987; Robinson et al., 2017). Asociado al segundo evento de anoxia (OAE-2), se ha probado que ocurrieron niveles discretos de pelitas rojas laminadas (**CORB=Cretaceous Oceanic Red Beds**) intercaladas con las pelitas negras (Hu et al., 2006, 2012). Jenkyns (2018) considera que esto se vincula con momentos de suave enfriamiento. Luego del OAE-2, estas capas rojas comienzan a ser un tipo de sedimento predominante de aguas profundas en el Cretácico Tardío, desde el Turoniano al Campaniano, con su máxima distribución global durante el Santoniano-Campaniano. Los CORBs se caracterizan por su contenido extremadamente bajo en carbono y alto en óxidos de hierro (hematita), los cuales se habrían depositado en ambientes bien oxigenados con deficiencia en el reciclado de nutrientes; es decir, con menos productividad oceánica (Hu et al., 2012).

Finalmente, cabe destacar que el clima durante el Cretácico Superior fue uno de los más cálidos de los últimos 200 Ma, aunque a partir del Campaniano y durante el Maastrichtiano se registró un gradual enfriamiento (Jenkyns et al., 2004; Hay, 2008). Mediciones basadas en isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos muestran que en el Turoniano la temperatura superficial de los mares alcanzó valores de 28-29°C, mientras que las formas bentónicas indican 21- 23°C para las aguas de fondo. Estos rangos de temperatura son concordantes con los obtenidos en belemnites del Albiano de Madagascar, que indican temperaturas de 21- 22°C para las aguas relativamente profundas que se supone habitaron (Zakharov et al., 2011). Luego, a partir del Maastrichtiano inferior, la temperatura decreció gradualmente hasta ubicarse entre 8 y 10°C por debajo de los valores previos, aunque poco antes del límite K-Pg hubo fluctuaciones con algunos pulsos de calentamiento (Huber et al., 2002; Ando et al., 2008). Las condiciones anormalmente cálidas del Cretácico tardío se correlacionan con la concentración de CO² atmosférico (pCO^2) y el consiguiente efecto invernadero producido por las erupciones. El aumento de la temperatura habría potenciado la disociación de los hidratos de metano (clatratos) de los fondos oceánicos, retroalimentando el efecto invernadero.

2.5.3. Cambios en el nivel del mar

La causa de los cambios en el nivel del mar responsables de las transgresiones y regresiones son múltiples y sirvieron de base para todas las consideraciones relacionadas con la estratigrafía secuencial y para explicar la diversidad de superficies limitantes (*key surfaces*). Mientras que los cambios del nivel del mar asociados con etapas glaciales e interglaciales del Cuaternario son del orden de 130 m y se resuelven en tiempos cortos (decenas a cientos de miles de años) aquellos ocurridos durante el Cretácico se estiman en el orden de 20 a 40 m, con posibles raras excepciones de hasta 100 m (Sahagian et al., 1996; Haq, 2014; Sames et al., 2016; Hay, 2017; Ray et al., 2019). La presencia de glendonitas (Kemper y Schmitz, 1981), de clastos caídos (presumiblemente transportadas por hielo) y posibles tillitas (Frakes y Francis, 1988) sugirieron alguna influencia de hielo polar, al menos para el Cretácico Inferior. A diferencia de lo sostenido en la década de los 80, cuando las transgresiones y regresiones globales en escalas de tiempo de decenas a centenas de miles de años era el crecimiento y la descomposición de las capas de hielo, Hay y Leslie (1990) sugirieron que el almacenamiento y la liberación de agua subterránea en respuesta al cambio climático podrían explicar los cambios en el nivel del mar de las magnitudes que ocurrieron durante los tiempos cálidos del Cretácico (en condiciones de casa de invernadero). Esta idea fue profundizada por Jacobs y Sahagian (1993), Sahagian et al. (1996) y más recientemente por Davies et al. (2020) y Sames et al. (2020) quienes propusieron que los cambios en el almacenamiento de agua en los lagos y como agua subterránea (acuio-eustacia) podrían explicar las fluctuaciones del nivel del mar en el Cretácico que son de mayor duración y menor amplitud que lo previamente sugerido. Estos cambios se asocian con la capacidad de retención y liberación de agua desde acuíferos y sistemas lacustres continentales hacia los reservorios oceánicos, controlados por el clima y los regímenes de precipitaciones en los ambientes continentales. En la actualidad, estas hipótesis están robustecidas a partir de estudios paleometeorológicos y cálculos que permiten explicar la mayoría de las fluctuaciones del orden del millón de años, diferenciándose de las propuestas de controles astronómicos y ciclos de Milankovitch, aunque hay autores que sostienen que se trataría de la influencia de ciclos de excentricidad largos (Tasistro-Hart et al., 2020). Evidentemente, aún resta compatibilizar el conocimiento paleoclimático con estas hipótesis y fundamentalmente con la paleogeografía cambiante que caracterizó al Cretácico, como para dar explicaciones firmes para cada caso de estudio. Ninguna de estas hipótesis ha sido evaluada como potenciales controles de la ciclicidad, la diversidad de superficies internas y el ordenamiento estratigráfico de la Formación Yacoraite.

2.5.4. Mares epicontinentales y el caso del “engolfamiento andino”

Durante el Cretácico se expandieron las cuencas oceánicas y dado que los niveles del mar cretácicos fueron excepcionalmente altos (así lo indica la curva eustática de segundo orden), las fluctuaciones del nivel del mar produjeron inundaciones de regiones emergidas en numerosos continentes que, por otra parte, estuvieron expuestos durante prolongados tiempos geológicos y relativamente peneplanizados (como el caso de Gondwana). Así, se desarrollaron momentáneos mares epicontinentales, que cubrieron terrenos anteriormente emergidos, aplanados y con escasa topografía y, en ocasiones, aprovecharon depresiones tectónicas heredadas del proceso de *rifting* generalizado.

Los mares epicontinental o mares epíricos constituyen masas de agua con conexión marina que apoyan sobre corteza continental engrosada o levemente adelgazada (que en condiciones normales se ubican por encima del nivel medio del mar) y se caracterizan por tener pendientes de fondo muy exiguas. Esto implica que genéticamente pueden asociarse tanto a etapas de adelgazamiento cortical y subsidencia, como a momentos de nivel del mar altos que permiten la inundación de regiones continentales de escasa altitud, por encima del nivel del mar global.

Los mares epicontinentales actuales son escasos y discutibles, dado que no existen valores tabulados que demuestren ser críticos (p. ej., profundidad, dimensiones, superficie, circulación, intensidad de parámetros físicos, etc) para el reconocimiento de productos sedimentarios característicos. Si bien habrían existido a lo largo de la historia de la Tierra en múltiples entornos tectónicos y climáticos; llamativamente, sus depósitos están relativamente bien conservados en el registro estratigráfico y fueron originalmente así denominados por Irwin (1965) quien sostuvo que se diferencian de las plataformas por su muy reducida pendiente de fondo, generalmente rangos de muy pocos cm por kilómetro (alrededor de $0,01^\circ$ o 0.02%), lo cual es uno a dos orden de magnitud menor a las pendientes normales de plataformas. Sumado a la reducida pendiente de estos sistemas depositacionales, Irwin (1956) señala la escasez de profundidad de las aguas y su restringida circulación, hecho que permite comprender la existencia de una faja litoral dominada por procesos de muy baja energía (la zona Z de Irwin), con particular presencia de facies heterolíticas, estromatolitos y evaporitas. Allison y Wells (2006) agregan que la circulación (y los procesos físicos en general, fundamentalmente las mareas y el oleaje) en estos sistemas tan someros, depende enormemente de su relación entre superficie y profundidad; vale decir que angostamientos y ensanchamientos del sistema pueden resultar críticos en la distribución energética y, por ende, de facies. Por otro lado, por sus dimensiones y escasas de profundidad es lógico pensar en fuertes gradientes geoquímicos y de saturación como característicos de estos sistemas. En este sentido, vale la pena considerar el análogo de la Bahía de Shark en Australia (Shark Bay), y más específicamente *Hamelin Pool*, un sitio que es considerado un laboratorio natural para la formación de cinturones estromatolíticos diversos (Logan, 1961, 1974; Burns et al., 2004; Papineau et al 2005; Allen et al., 2009; Janert y Collins, 2011, 2012; Collins y Janert 2014; Suosaari et al. 2016a) que junto con una variedad de facies se forman bajo fuertes gradientes ambientales (Burne y Johnson 2012; Playford et al 2013; Suosaari et al. 2016b). Este ejemplo, si

bien es comparable en ciertos aspectos con los mares epicontinentales, posee una dimensión muy pequeña y resulta difícil su comparación con las superficies de centenares de kilómetros que alcanzaron los mares epíricos del cretácico, como para cotejar la distribución y diversidad de facies. No obstante, vale considerarlo como un potencial análogo de determinados cinturones y facies en determinados estadios de fuerte restricción con hipersalinidad. En el otro extremo, ejemplos como el del Golfo de Carpentaria (también en Australia) han sido considerados potenciales análogos geográficos-geotectónicos para los gigantes mares epicontinentales del Cámbrico de Norteamérica y de la Precordillera (véase Thomas y Astini, 1999; Gomez y Astini, 2015), aún con sus grandes diferencias de productos sedimentarios, dado que el control paleoclimático tanto latitudinal como estacional resultan controles claves en el tipo de sedimentación.

El problema de los mares epíricos sigue siendo en la actualidad complejo y difícil de abordar teniendo solo respuestas conjeturales, dado que parafraseando a Pomar y Hallok (2008) en su abordaje de las fábricas carbonáticas, las características depositacionales que incluyen componentes, mineralogías, texturas, litofacies, tipos y morfologías de sustratos y arquitectura, todas varían en el espacio y el tiempo, al igual que los resultados de los procesos diagenéticos y esto hace sumamente compleja su caracterización.

Un mar epicontinental es por naturaleza un mar somero, pero desde un punto de vista geoquímico puede no tener salinidad normal (fluctuar entre condiciones salobres e hipersalinas/hiperalcalinas), dada su conexión no del todo fluida ni persistente con la masa oceánica abierta. Con estas condiciones, y dada su escasa profundidad, su geografía y distribución espacial es normalmente muy irregular (excepto si existe algún fuerte control estructural), y desarrollan una diversidad de entrantes y salientes a manera de engolfamientos y estrangulamientos que influyen sobre los procesos físicos actuantes (p. ej., corrientes, oleaje, mareas, máximos de turbidez, etc.).

Las cuencas marinas epíricas son propensas a períodos de desconexión parcial o total de los océanos más grandes y, por lo tanto, son muy sensibles a la eustasia global y sus controles. Esto impacta ineludiblemente en la composición de sus aguas que pueden sufrir diversidad de cambios respecto de la masa oceánica con la que se conectan y hasta pueden registrar transiciones a comportamientos lacustres. De acuerdo con esto, constituyen sistemas depositacionales muy sensibles a la tectónica local y las fluctuaciones eustáticas y climáticas que pueden provocar notables variaciones en la salinidad, la oxigenación, la disponibilidad de nutrientes y el suministro detrítico y, por lo tanto, son excelentes laboratorios para estudiar, por ejemplo, cómo las condiciones cambiantes en las cuencas receptoras influyen sobre los patrones de sedimentación y controlan morfologías biogénicas.

Un aspecto muy importante para el estudio estratigráfico de rellenos sedimentarios de mares epíricos es que sus registros pueden contener una enorme diversidad de facies, dependiendo de las condiciones climáticas y geológicas del entorno que, a su vez, impactan sobre la productividad orgánica y el desarrollo

faunístico. Además, sus depósitos son muy susceptibles a cambios de la acomodación, razón por la cual pueden combinarse multiplicidad de apilamientos y tipos litológicos según el tipo de sedimentación predominante y la ubicación (en diferentes cinturones latitudinales) y condición climática (de casa fría, invernadero o caliente) del sistema. En estos ambientes la impronta de los procesos de superficie se torna fundamental, y al ser poco profundos, los efectos transgresivos y regresivos se maximizan, quedando caracterizados por superficies significativas y marcado sincronismo de facies a escala local. Esto ocurre porque al ser extensiones de mar muy somero, fluctuaciones menores logran afectar profundamente al sistema todo. Esto permite diferenciarlos de depósitos en plataformas con mayor acomodación.

Según el propio Irwin (1965) los mares epíricos constituyeron sitios ideales para la sedimentación carbonática, con notable transparencia de aguas, buena penetración de la luz, temperaturas cálidas y nulo aporte detrítico. Pero estas condiciones, casi ideales para gatillar la factoría carbonática, no necesariamente son la norma, y en el tiempo geológico pueden variar notablemente según la posición geográfica, el comportamiento tectónico de la región y el contexto climático. A pesar de esto, muchos de los cinturones de facies que originalmente Irwin (1965) sostuvo que se desarrollaban en condiciones epíricas lo hacen en plataformas y sistemas lacustres, dado que existen enormes similitudes y similares controles entre estos sistemas e incluso pueden gradar entre ellos.

En esta tesis, se sugiere el nombre de “**engolfamiento andino**” (Fig. 2.15) para denominar a un gigantesco mar epicontinental desarrollado en la incipiente región del retroarco andino sudamericano con conexión al paleo-Mar Caribe o al Pacífico (Hay, 2009; Boschman, 2021; véase también Wells et al., 2010; Markwick & Valdes, 2004 y Horton, 2018). Aunque no existe un análogo moderno comparable con el engolfamiento andino (pueden hacerse varias generalizaciones útiles para discutir las condiciones y controles que afectaron la región del extremo sur de este mar epicontinental, que alcanzó el noroeste argentino durante el Cretácico y que habría sido fundamental para influenciar la depositación de la Formación Yacoraite.

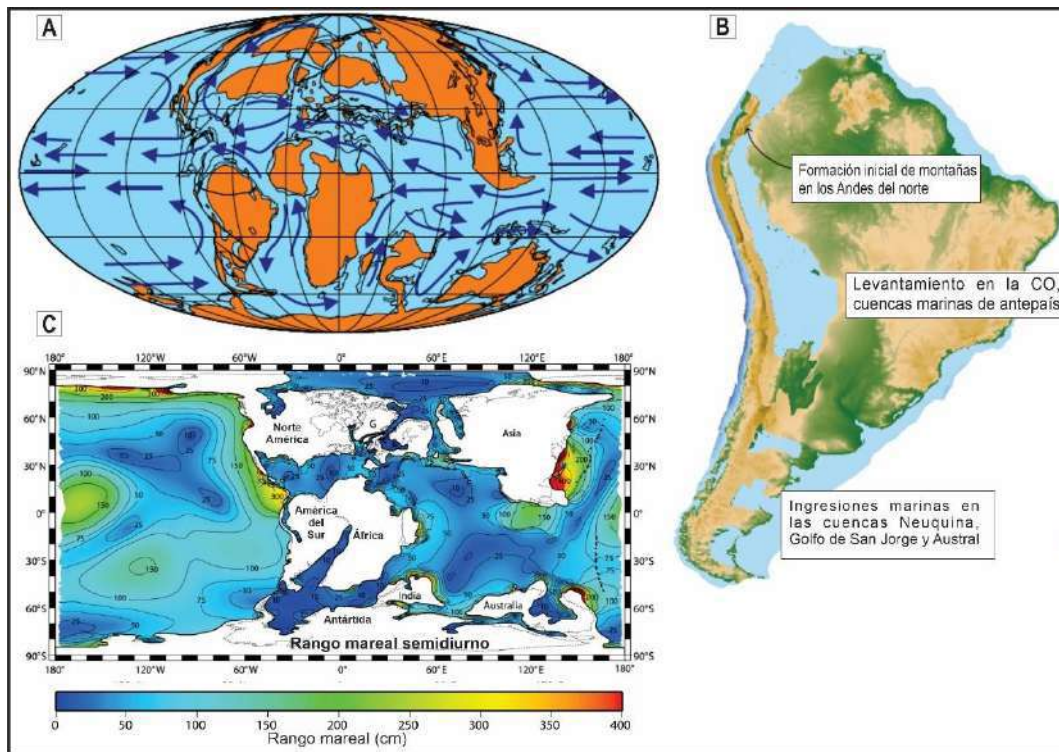


Figura 2.15. Paleogeografía interpretada para Sudamérica durante el Cretácico Superior. El diagrama de la izquierda arriba es de Hay (2009, su figura 6c) y el de la derecha corresponde a Boschman (2021, su figura 5b) que, representa una ampliación del mapa paleogeográfico de Hay. Asimismo, en el mapa de Hay pueden verse los corredores transnorteamericano, transafricano, transaustraliano y transasiáticos. El diagrama de abajo, corresponde a Wells et al. (2010) y en él se modelan para el intervalo Aptiano la intensidad de las mareas. CO= Cordillera Occidental. Tomado y modificado de Hay (2009), Wells et al. (2010) y Boschman (2021).

Los mares marginales y epicontinentales modernos, con una conexión restringida con el océano, se rigen por el equilibrio de agua dulce y se caracterizan por un flujo bidireccional a través del pasaje o estrecho que los conecta con el océano abierto. Las conexiones marítimas o corredores marinos del Cretácico (Fig. 2.15: e.g., trans-norteamericano, trans-africano, trans-asiático y trans-australiano) fueron fundamentalmente diferentes de la mayoría de los mares epíricos o epicontinentales marginales del Cenozoico y modernos, que tienen una sola abertura al océano o tienen una amplia y fluida conexión con él (Hay et al., 1993). Si el flujo entre el sistema epicontinental restringido y la cuenca oceánica no es en ambas direcciones (como es el caso de algunos análogos parciales modernos, p.e., Golfo Pérsico, Mar Rojo, Mar Mediterráneo) y como habría sido el caso del engolfamiento andino, el mar se convertiría en un lago de agua dulce si el balance de agua dulce es positivo, o en una cuenca evaporativa de desecación si el balance de agua dulce fuese negativo. Por balance de agua dulce se entiende la suma de las precipitaciones sobre el propio cuerpo de agua más el influjo por escorrentía superficial (y subsuperficial) desde el entorno. Para que se desarrolle un lago de agua dulce, el fondo de la conexión entre el lago y el océano debe estar por encima del nivel del mar. Si está por debajo del nivel del mar, se producirá una invasión de agua salada, e incluso si hay un superávit de agua dulce muy positivo, se desarrollarán

condiciones estuarinas con potenciales mezclas de cuñas salinas y desarrollo de aguas salobres en general (Hay et al., 1993). Por el contrario, aunque la deposición de evaporitas puede ocurrir en un mar marginal con flujo bidireccional, el desarrollo de una cuenca evaporativa de desecación, en la que se deposita toda la sucesión evaporítica hasta las sales de potasio, requiere que la superficie del agua en la cuenca esté por debajo del estrecho que conecta la cuenca con el océano, quedando así aislada del contacto directo y pudiendo sólo recibir influjo desde la cuenca marina vía freáticas.

De todas estas diferentes situaciones geográficas, existen buenos análogos actuales, la mayoría de los cuales están fuertemente afectados por su contexto climático que es el que, en primera instancia, controla el equilibrio de agua dulce, pero lo que resulta difícil es analizar los indicadores que en el registro estratigráfico permiten sugerir variaciones. Revisar y considerar críticamente estos conceptos y argumentos, resulta clave en el marco de este trabajo de tesis doctoral.

De manera general, como se interpreta para el corredor marino del oeste norteamericano (véase versión actualizada en Blakey y Ranney, 2018), el engolfamiento andino se habría formado por una combinación resultante de un aumento inusual del nivel del mar global y de procesos corticales que contribuyeron a generar una depresión relativamente alargada pero angosta acompañando a los incipientes Andes. Mientras que el nivel global del mar estaba aumentando en respuesta a los cambios en el volumen de dorsales oceánicas (Hays y Pitman, 1973; Vail et al., 1977; Southam y Hay, 1981; Harrison, 1985), la incipiente flexión del cratón sudamericano como respuesta a los empujes de la subducción acelerada por la apertura atlántica, en este caso sumados al fenómeno de extensión de retroarco que afectó a varios segmentos (Coira et al 1982; Ramos, 2010; Horton, 2018), facilitaron la transgresión y formación de un corredor marino que alcanzó el noroeste argentino (Macellari, 1988; Salfity y Marquillas, 1994; Marquillas et al., 2005).

2.6. Formación Yacoraite

2.6.1. Antecedentes

La denominación de Formación Yacoraite fue introducida por Groeber en 1953 para nombrar un conjunto de sedimentos previamente denominados por Bonarelli (1913) como "Horizonte Dolomítico-Calcareo" que incluía las areniscas calcáreas de la parte superior de la unidad, siendo la parte inferior la Arenisca Lecho. La Formación Yacoraite también recibió la denominación Xs (Hagerman, 1933), "Calcareo propiamente dicho" (Schlagintweit, 1936), Formación Calcárea (Schlagintweit, 1938); en el último caso el nombre incluía dos facies: "Calizas de Macueta" (actual Formación Vitiacua) y "Calizas de Calilegua" (actual Formación Yacoraite). También ha sido referida como "Formación Ronda" por Russo y Rodrigo (1965) e Yrigoyen (1969) en trabajos

posteriores. En 1959, Turner describe los sedimentos ubicados al norte de la provincia de Jujuy, en el límite con Bolivia y asignó a la Formación Yacoraite una edad cretácica por comparación con otros autores. Posteriormente, Moreno (1970) propuso separar las areniscas calcáreas como Formación Lecho y denominar a los bancos calcáreos como Formación Yacoraite. Como consecuencia de los problemas mencionados y de las homologaciones a que fueron sometidos los depósitos de la Formación Yacoraite, han sido extensas las confusiones sobre su edad y su ambiente, siendo de por sí su propio ambiente controvertido (Figs. 2.16, 2.17).

La Formación Yacoraite (Groeber, 1953; Turner, 1959) está constituida por calcarenitas oolíticas, localmente dolomíticas grises, areniscas calcáreas amarillentas con intercalaciones margosas oscuras, verdosas y amarillentas, lutitas negras, tobas y areniscas cuarzosas, rasgos que le confieren un carácter de un excelente intervalo guía dentro del Grupo Salta. Es la unidad media del Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970), con edades aproximada entre 72.7 Ma y 64 Ma (Rouchy et al., 1993, Sempere et al., 1997, Marquillas et al., 2007, 2011; Tasistro-Hart et al., 2019). Con 300m de espesor máximo, y hasta 500m estimados por sísmica en el subsuelo de Lomas de Olmedo (Starck, 2011) la misma es aún, motivo de gran controversia sobre su origen (Palma, 2000; Bento Freire, 2012; Console Gonella et al., 2013; Coppa Vigliocco et al., 2022; Mutti et al., 2023). La gran mayoría asociadas con la necesidad de encontrar un análogo de los yacimientos gigantes de petróleo encontrados recientemente en las cuencas marginales de Brasil.

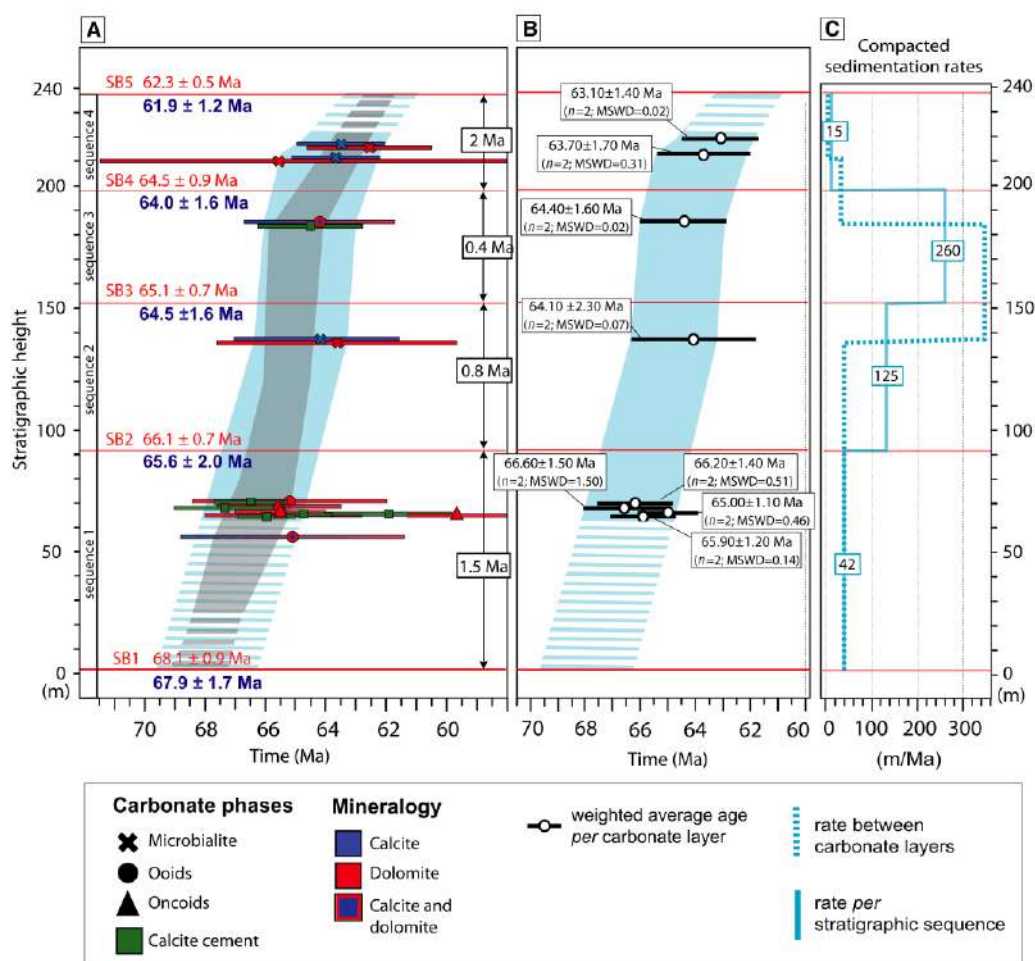


Figura 2.16. Modelo en profundidad de la edad depositacional de los carbonatos (en azul) de la Formación Yacoraité a partir de la geocronología U-Pb (*Laser ablation* en carbonatos). Las líneas rojas son los límites de la secuencia (SB), como en la figura anterior. En (A) se informan las edades, incertidumbres y posiciones estratigráficas para todas las muestras fechadas en este estudio. El área celeste representa el modelo de profundidad de las edades de carbonatos y en gris se informa el modelo de profundidad de las dataciones de circones. Las edades de SB se infirieron a partir de los modelos de profundidad de circones (en rojo) y de carbonatos (en azul). Todas las incertidumbres reportadas son 2σ (95% de confianza). La duración de cada secuencia estratigráfica se da en los recuadros negros. En (B) se muestran las edades promedio ponderadas de las fases de carbonato de la misma muestra que se informan en los recuadros negros y las desviaciones ponderadas cuadráticas medias (MSWD) de las edades promedio ponderadas. El área celeste representa el modelo de profundidad obtenido por interpolación lineal de las edades de carbonatos. En (C) se muestra la evolución de las tasas de sedimentación compactadas a lo largo de la sección estratigráfica. La línea discontinua azul se refiere a tasas calculadas entre muestras de carbonato fechadas, mientras que la línea continua celeste se refiere a las tasas medias ponderadas para cada secuencia estratigráfica diferenciada para la subsecuencia de Metán. Tomado de Matano et al. (2022).

Estudios previos sobre la Formación Yacoraité 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; Villafañe et al., 2021), su contenido paleontológico (por ejemplo, Benedetto y Sánchez, 1972; Fernandez, 1975; Alonso, 2007; Cónsole Gonella et al., 2012, 2017; Krapovickas et al., 2017), y su desarrollo estratigráfico secuencial (Boll y Hernández, 1985; Gómez Omil et al., 1989), potencial económico

(Hernández et al., 1999; Disalvo, 2002; Stark, 2011; Grosso et al., 2013) y aspectos geofísicos (García et al., 2016).

La superficie transgresiva que la separa de la Formación Lecho es claramente identificable en los perfiles sísmicos, en donde la Formación Yacoraite muestra patrones de solapamiento (*onlap*) sobre la Formación Lecho o las unidades previas del Subgrupo Pirgua o incluso sobre el basamento paleozoico de la cuenca (Fig. 2.17). Los perfiles eléctricos de pozo exploratorio también muestran un resalto característico asociados con picos de radiactividad 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).

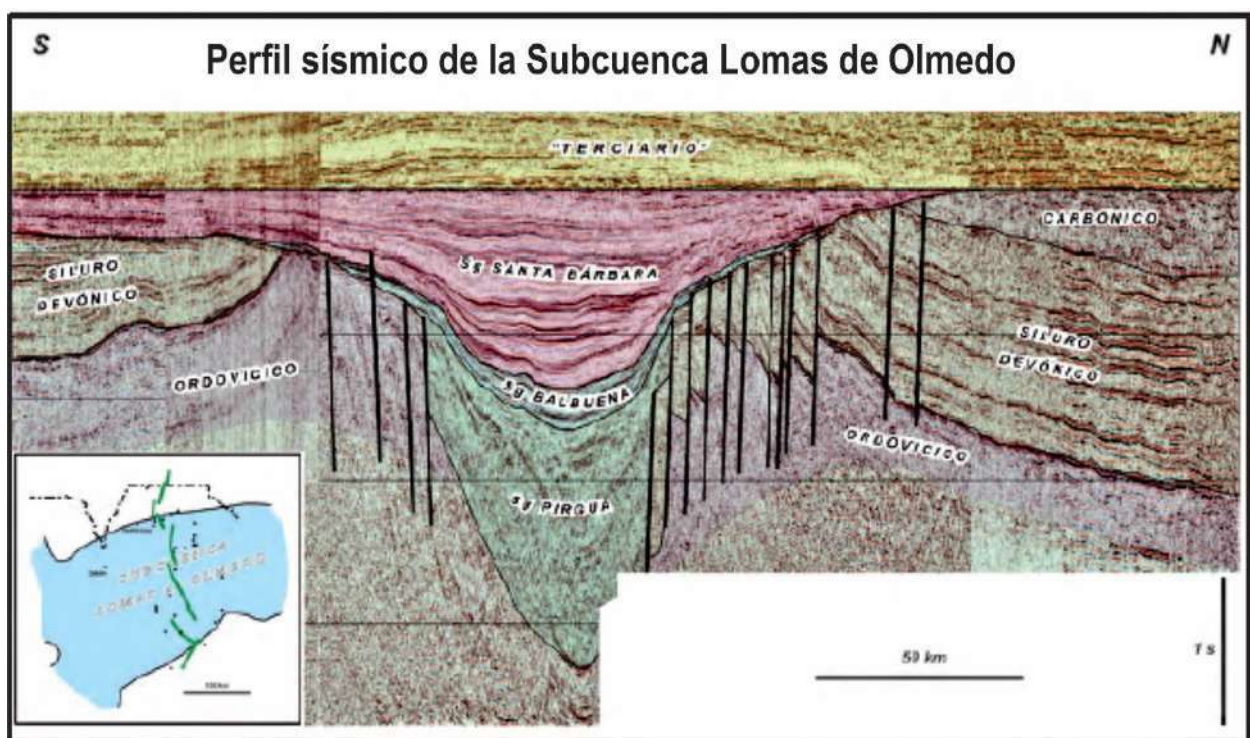


Figura 2.17. Perfil sísmico de la subcuenca Lomas de Olmedo. Tomado de Stark (2011).

La Fm Yacoraite ha sido descripta por muchos autores que han propuesto diversas subdivisiones para distintas zonas de la cuenca. Marquillas et al. (2003) proponen para la subcuenca de Metan-Alemania, zona del río Juramento, tres Miembros denominados Amblayo, Güemes y Alemania (Fig. 2.16). Por otro lado, Marquillas et al., 2005 proponen tres secciones o segmentos denominados Inferior, Medio y Superior (Fig. 2.16), mientras que una serie de trabajos analizan y subdividen a la Formación Yacoraite en términos de estratigrafía secuencial (Boll y Hernández, 1985; Boll et al, 1988; Gómez Omill y Boll, 1999; Hernández et al., 1999, 2008) y proponen “secuencias elementales” de escala métrica que responden a una ciclicidad de alta frecuencia, representada por intervalos litológicos que, en orden ascendente son: **A** (areniscas

calcáreas/ brechas litoclásticas), **B** (pelitas y carbonatos finos oscuros que pueden intercalar con packstones y/o grainstones generando intervalos heterolíticos), **C** (grainstones oolíticos/litoclásticos asociados a estromatolitos), **D** (brechas de exposición y mudstones laminados con grietas de desecación) y **E** (pelitas rojas, moradas y/o verdes). El ordenamiento de estas secuencias elementales permite según estos autores definir ciclos mayores (Starck, 2011) que se interpretaron como ciclos de inundación-somerización en toda la cuenca.

Las características estratigráficas y litológicas sugieren la instalación de un ambiente carbonático marino (Marquillas et al., 2005 y referencias allí citadas), que algunos autores alternativamente definen como un cuerpo lacustre de gran extensión (Palma y Pazos, 1993; Palma, 2000; Rohais et al., 2019; Gomes et al., 2020) con influencia marina, mientras que otros (Marquillas, 1985; Cónsole Gonella et al., 2012, 2017; Cónsole y Marquillas, 2013) sostienen la idea de un ambiente epicontinental o, como ellos la nombran “cuenca carbonatada restringida”. La paleontología de la Formación Yacoraite (Cónsole Gonella et al., 2009; Díaz-Martínez et al., 2016) es muy rica, caracterizada por restos de peces, reptiles, dinosaurios, gasterópodos, ostrácodos, pelecípodos, escasos miliólidos, carófitas y otras algas, restos vegetales, palinomorfos, huellas de dinosaurios y aves, sin embargo, carece de fósiles guía con valor cronoestratigráfico. Mientras el registro icnológico (Cónsole Gonella et al., 2009), en general, es poco diverso, donde patrones asignados a Skolitos caracterizan la transición Lecho-Yacoraite en la zona media de la sub cuenca de Tres Cruces, sugiriendo un ambiente litoral, salobre, somero, oxigenado, de alta energía, con buena disponibilidad de nutrientes y sedimentación dominada por oleaje y episodios de tormenta.

Por ser especialmente relevante para analizar la dinámica tectonoestratigráfica entre diferentes perfiles estratigráficos en el contexto de la extensión más austral de la Cuenca Andina Central en el Cretácico, este trabajo de tesis doctoral se centra en los registros de la Formación Yacoraite, de la Subcuenca Tres Cruces de la Cuenca Cretácica del noroeste argentino, en el centro-oeste de la provincia de Jujuy, Argentina. La composición calcáreo-dolomítica de la Formación Yacoraite, estudiada a partir de una serie de secciones detalladamente medidas, proporciona información ambiental sensible para el análisis estratigráfico, paleoambiental y la correlación entre perfiles estratigráficos dentro de la subcuenca.

2.6.2. Unidades equivalentes de la Formación Yacoraite en Bolivia

La Formación Yacoraite es equivalente a la depositación transgresiva global del Cretácico Superior, que penetró muy profundamente en el continente sudamericano (Gayet et al., 2001, Hamon et al., 2012; Tasistro-Hart et al. 2019) y ha sido correlacionada con la Formación El Molino en Bolivia (Sempere, 1995; Sempere et al., 1997).

Formación El Molino

Sempere (1995), Sempere et al. (1997), Camoin et al. (1997), Deconinck et al. (2000), Fink (2002) consideran y justifican la correlación y equivalencia temporal de la Formación Yacoraite con la Formación El Molino de Bolivia. Ambas han sido interpretadas como depositadas en ambientes marinos someros (p. ej. Marquillas et al., 2005) o lacustres (p. ej. Palma, 2000; Guimarães, 2014; Gomes et al., 2020) de forma controvertida dada su mezcla de biotas marinas y continentales, incluyendo una gama de diferentes grupos desde peces marinos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos, hasta huellas de dinosaurios (Benedetto y Sánchez, 1972; Fernandez, 1975; Gayet et al., 1993; Sempere et al., 1997; Cónsole Gonella et al., 2009, 2017). También de especial atención han sido los descubrimientos y descripciones de variedades de estromatolitos para los que se utilizaron diversidad de nombres (Camoin et al., 1997; Fink, 2002). La interpretación de la alternancia de facies marinas y continentales ha fomentado un prolongado debate sobre las oscilaciones de las condiciones lacustres marinas someras a continentales durante su depositación. Recientemente, Tasistro-Hart et al. (2019) sugirieron que las incursiones marinas están asociadas a ciclos astronómicos modulados por la oblicuidad, debido a la presencia de periodicidades sedimentarias entre excentricidad corta, precesión y semiprecesión, basándose en una interpretación orbital para la Formación El Molino, a lo largo de la Cordillera Oriental Boliviana. Aunque las conexiones paleogeográficas siguen siendo difíciles de analizar, muchos autores han sugerido que la transgresión marina llegó tan al sur como el noroeste de Argentina, impulsando la depositación de las calizas de Yacoraite (Macellari, 1988; Deconinck et al., 2000; Sempere et al., 2004; Marquillas et al., 2005; Console-Gonella et al., 2017; Coppa Vigliocco et al 2022).

CAPÍTULO 3: MÉTODOS Y MATERIALES

3.1. Revisión bibliográfica

La revisión bibliográfica acompañó todas las etapas de investigación y sirvió de base para el análisis crítico de la información geológica y estratigráfica de la zona de estudio, de temáticas específicas como análisis de facies e interpretación de paleoambientes, como así también, aquellas relacionadas a la caracterización geoquímica de sistemas carbonáticos y mixtos.

A través de los softwares CorelDraw 8 y QGis 3 se realizaron mapas geológicos del área de estudio, a lo largo de la provincia de Jujuy alrededor de las localidades donde relevamos perfiles geológicos. La información fue recopilada de la Hoja Geológica 2366-II, escala 1:250000, La Quiaca y la Hoja Geológica 2366-IV, escala 1:250000, Ciudad de Libertador General San Martín y de las tareas de campaña propias.

3.2. Campañas y actividades de campo

Los trabajos de campo para la adquisición de datos fueron realizados en 3 campañas, que totalizan 20 días efectivos de campo, como muestra la tabla 1.5.1.

Durante las actividades de campo fueron estudiadas 6 localidades dentro de la región paleogeográfica de la subcuenca de Tres Cruces, entre ellas Espinazo del Diablo, Juella, Serranía de Hornocal, Parque Nacional de Calilegua, Yavi, Tres Cruces y algunos relevamientos de control en secciones intermedias. En todas ellas se realizaron las siguientes actividades: identificación macroscópica de facies sedimentarias, levantamiento de perfiles verticales, toma de muestras para petrografía y demás análisis de laboratorio (Fig. 3.2).

Tabla 3.1. Secciones estudiadas en esta tesis doctoral dentro de la subcuenca Tres Cruces, con localizaciones y espesores totales.

| CAMPAÑAS | PERIODO | SECCIONES ESTUDIADAS | ESPESES VERTICALES TOTALES (m) | COORDENADAS |
|--|-----------------|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| N° 1 Reconocimiento del área de estudio y toma de datos | Agosto-2017 | Espinazo del Diablo | 315 | 23° 12' 11''S 65° 35' 56''W |
| | | Juella | 76.7 | 23° 30' 57''S 65° 24' 18''W |
| N° 2 Reconocimiento del área de estudio y toma de datos | Septiembre-2018 | Serranía de Hornocal | 141 | 23° 16' 25''S 65° 8' 54''W |
| | | Parque Nacional Calilegua | 65 | 23° 40' 17''S 64° 52' 1''W |
| N° 3 Reconocimiento del área de estudio y toma de datos | Abril-2019 | Yavi | 174.2 | 22° 7' 35''S 65° 27' 54''W |
| | | Tres Cruces | 117.6 | 22° 55' 29''S 65° 31' 47''W |



Figura 3.2. Adquisición de datos de campo, con la medición de espesores, recolección de muestras y construcción de perfiles estratigráficos. En esta imagen, pueden verse en primer plano, estratos medianos de calcarenitas arenosas, afectados por intensa deformación sinsedimentaria (flechas naranjas) pertenecientes a la sección inferior de la Formación Yacoraité en el Espinazo del Diablo.

3.3. Análisis petrográfico

Se realizó el análisis petrográfico de detalle en más de 150 cortes delgados, con énfasis en las texturas de rocas carbonáticas, mixtas y silicoclásticas más representativas. Se sistematizó el análisis de microfacies carbonáticas, utilizando la sistemática de Wilson (1975) y Flügel (2004). En las microfacies

portadoras de ooides fueron especialmente tenidas en cuenta para realizar un estudio específico sobre estas partículas. Asimismo, se profundizó en aspectos de texturas y fabricas microbialíticas. Esta actividad se llevó 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 muestras de mano evaluados y fotografiados bajo lupa binocular.

Para realizar el análisis de facies completo del sector de estudio, se tuvieron en cuenta criterios sedimentológicos (texturas, estructuras) y petrográficos a la hora de darle un nombre. En el caso de litologías “carbonáticas” se emplearon los criterios sugeridos por Tucker y Wright (1990), que proponen utilizar el nombre litológico de la roca, seguido de aspectos texturales-petrográficos; por ejemplo: caliza oolítica (>90 % caliza, compuesta por >50 % de ooides). Para la denominación tanto de los componentes principales como de la tipología de elementos granulares o componentes individuales se siguen los criterios de (Folk (1959, 1962) y Dunham (1962) y sus más recientes modificaciones (véase, Flügel, 2004; Lockier y Al Jubaini, 2016). Pero, existen, a su vez, numerosas litologías sedimentarias producto de mezclas composicionales entre tipos litológicos relativamente puros. Por tipos litológicamente puros se entienden rocas ferruginosas, rocas carbonáticas, rocas silicoclásticas, rocas volcaniclásticas, etc. (véase Blatt, 1980, Boggs, 2012); donde más del 90 %, incluso hasta el 100 %, de los componentes individuales (incluyendo matrices y cementos), son de la misma composición. En una roca carbonática, por ejemplo, tanto granos, como matriz (micrita), como cementos (esparíta), son carbonáticos (en general, calcita y dolomita). Para estos eslabones de mezcla y casos de composición mixta, han surgido clasificaciones entre las cuales la más reconocida es la de Mount (1985), que mejora el enfoque de Zuffa (1980), quien denomina arenitas híbridas (véase Zuffa, 1985) a las mezclas texturales, e intenta clasificar areniscas de mezcla en base a la naturaleza de los componentes granulares. Mount (1985) asimismo, incorpora las fracciones finas dentro de los tipos litológicos de mezcla, reteniendo la caracterización granulométrica. De acuerdo con este autor, las litologías de granulometría arena son areniscas, adjetivadas según el tipo de componentes secundarios. Por ejemplo, términos como areniscas micríticas, areniscas oolíticas, etc. Serían válidos para el caso de mezclas con componentes aloquímicos carbonáticos según Folk (1959, 1962). Este último autor, propone que todos los componentes granulares independientemente de su granulometría (entre arenas y arcillas), cuando son de composición carbonática, quedan incluidos como aloquímicos en oposición a los cementos que constituyen ortoquímicos.

En este caso las fracciones granulares pueden variar entre arena y sábulo (es decir, gránulo o incluso gravas finas); sin embargo, también hay fracciones limo (dentro de los componentes granulares) y hasta arcilla. Entonces, de acuerdo con Mount (1985), se clasifican la totalidad de las rocas de mezcla, donde resaltan como clase (término de mayor orden o jerarquía), las genéricamente llamadas areniscas calcáreas (siguiendo a Folk, 1972), por su elevada proporción de cemento carbonático. En el caso de fangolitas o *mudrocks*, Mount (1985) propone utilizar fangolitas micríticas (*micritic mudrocks*), incluyendo en estas las variedades de margas

comprendidas en un amplio rango de mezclas texturales finas entre arcillas, limos y micritas (véase Haldar, 2020). Obviamente, de ser rocas volcanoclásticas, directamente se clasifican como tobas o cineritas de determinado tipo según su composición (véase, Cas y Wright, 1987; McPhie et al., 1992; Murcia et al., 2013).

| Textura deposicional reconocible | | | | | | | | | | Textura deposicional no reconocible |
|---|-------------------------|-------------------------|--|------------------------|------------------------------------|---|-----------|--------------------------------|------------|-------------------------------------|
| Componentes originales no unidos durante la sedimentación | | | | | | Componentes orgánicamente unidos durante el depósito | | | Cristalina | |
| Con lodo calcáreo (micrita) [tamaño limo fino y arcilla] | | Textura grano-sostenida | Textura sostenida por granos sin lodo calcáreo | > 10% granos > 2mm | | Boundstone | | | | |
| Textura lodo-sostenida | Textura grano-sostenida | | | Textura lodo-sostenida | Textura sostenida por granos > 2mm | (puede dividirse en 3 tipos de acuerdo con la forma de las estructuras orgánicas) | | | | |
| < 10% granos | > 10% granos | | | | | en grupos separados | unidas | formando una estructura rígida | | |
| Mudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Floatstone | Rudstone | Blaffestone | Bindstone | Framestone | | |
| | | | | | | | | | | |

Figura 3.3. Clasificación de rocas carbonáticas para microfacies empleadas en esta tesis. Dunham (1962), modificada por Embry y Klowan (1971).

3.4. Análisis de los intervalos microbialíticos de la Formación Yacoraite

Para el estudio específico de los estromatolitos de la Formación Yacoraite, se tuvieron en cuenta todas las escalas de trabajo (mega-macro, meso, micro y nanoestructural), se definieron rasgos que sirven para su caracterización y se tomaron algunas medidas morfométricas, tales como altura de los estromatolitos (espesores y relieve sinóptico), espaciamiento, longitudes y amplitudes de onda, radios de curvatura y espesores de láminas, entre otras (Grey y Awramik, 2020) (Fig. 3.4).

Con respecto a las jerarquías de observación y análisis de los microbialitos (Fig. 3.5), la caracterización macroestructural se refiere a la estructura del biohermo. La terminología relativa a la vista en planta, las relaciones espaciales, las interconexiones, la forma y el patrón de ramificación son generalmente comunes en todos los tipos de estromatolitos y forman parte de la macroestructura (Hofmann, 1969; Grey y Awramik, 2020). El espaciado es una característica importante que se refiere a la distancia relativa entre los estromatolitos, algunos de los cuales se presentan agrupados. En este análisis se utilizan los siguientes términos (Hoffmann, 1969, 1994) para describir el espaciado (donde p = espacio interbiohermal y r = radio del biohermo) i) contiguos, los estromatolitos se tocan o casi se tocan ($p = 0$); ii) estrechamente espaciados, el espaciamiento entre los estromatolitos es menor que el diámetro de la estructura ($p < r$); iii) abiertamente espaciados, el espaciamiento entre los estromatolitos es aproximadamente el mismo que el diámetro de las estructuras ($p > 2r$) y; iv) aislados, los estromatolitos

están espaciados a distancias mucho mayores que los diámetros de las estructuras, o son las únicas estructuras de estromatolitos presentes ($p > 20r$). La laminación es la característica mesoestructural distintiva de un estromatolito. Siguiendo a Walter (1972), en este estudio se considera una lámina simple la unidad más pequeña de estratificación, de hasta 1 cm de espesor, con textura uniforme. Las características descritas como mesoestructura del estromatolito incluyen todos los aspectos de la lámina, como el espesor, la forma, la ondulación, el relieve sinóptico, la continuidad lateral y sus variaciones y el modo de apilamiento. Luego, los rasgos de microestructuras incluyen constituyentes tales como granos o partículas sedimentarias, tipo de laminación, microfábrica o microestructura interna de las láminas y cualquier componente biológico microbiano preservado (Hofmann, 1969; Knoll y Semikhatov, 1998; Grey y Awramik, 2020).

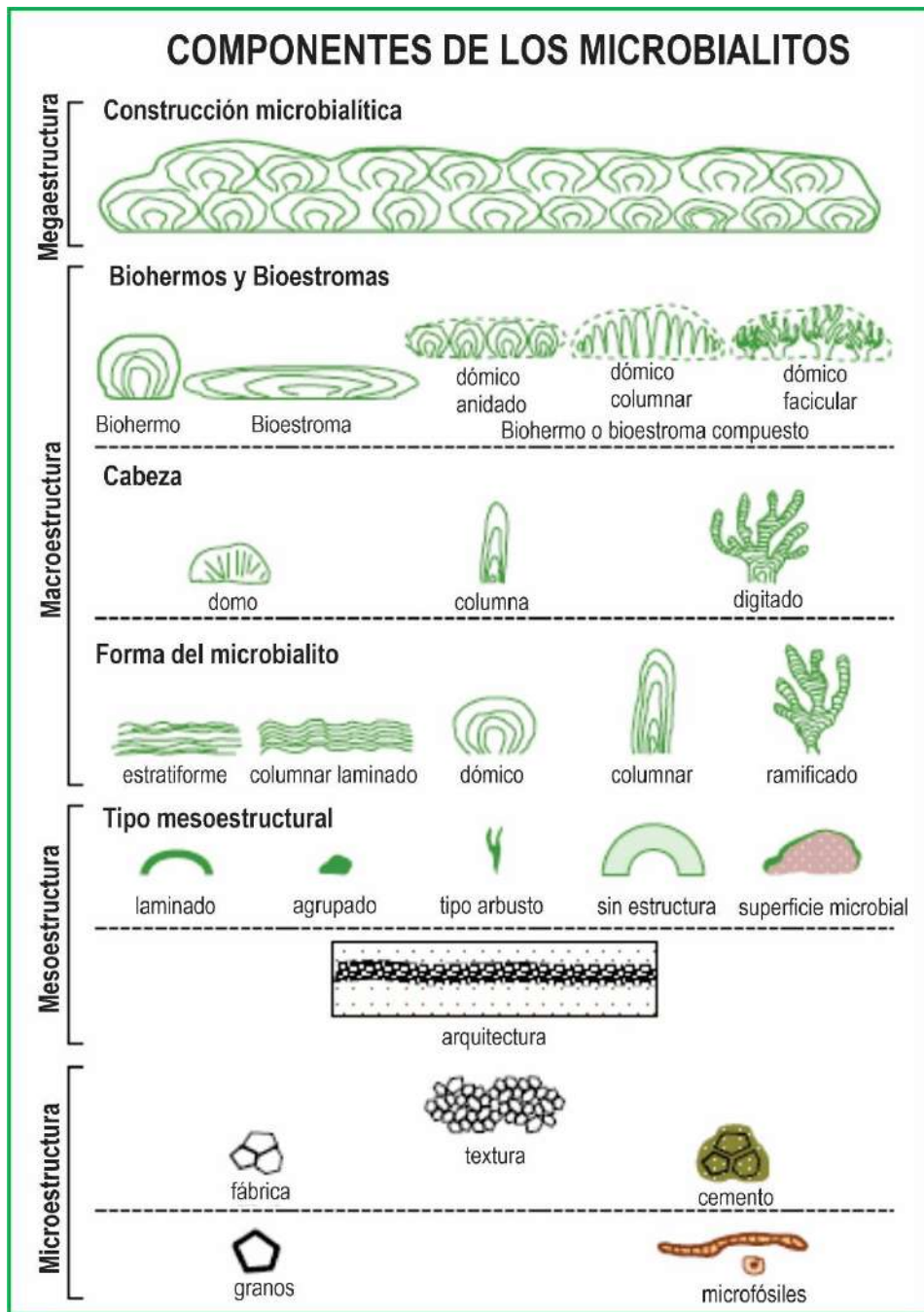


Figura 3.4. Componentes de los microbialitos en todas las escalas de observación que se tuvieron en cuenta para el análisis de los estromatolitos de la Formación Yacoraite. Tomado de Grey y Awramik (2020).

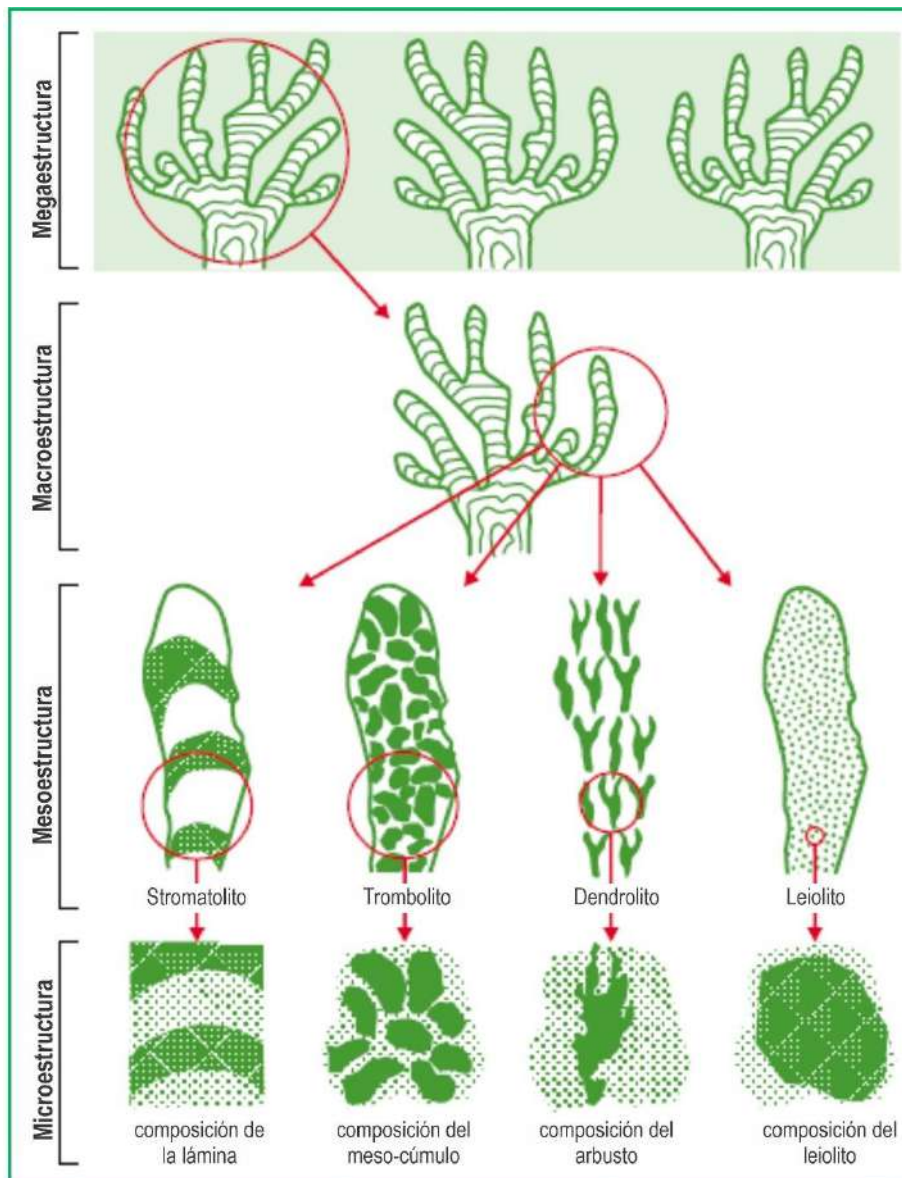


Figura 3.5. Jerarquías de análisis de los microbialitos de la Formación Yacoraité. Tomado de Grey y Awramik (2020).

3.5. Confección de secciones delgadas, pulidos y tinciones

En el laboratorio de Petrología LABGEO y en el Laboratorio de Análisis de Cuencas (LAC) de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (UNC), se realizaron más de 150 cortes delgados de muestras silicoclásticas, carbonáticas y mixtas, las cuales están correctamente referenciadas con punto GPS y numeradas. Además, se realizaron pulidos espejo sobre muestras de mano de estromatolitos con el fin de resaltar las texturas y colores presentes y así poder seleccionar mejor las texturas para luego confeccionar cortes delgados. Las muestras fueron colocadas en bombas de vacío y fijadas con resina epoxi, debido a la alta porosidad y friabilidad que presentaban. También, de cada muestra se obtuvieron cortes delgados y pulidos de mano.

Para determinar la naturaleza mineralógica de los carbonatos, se utilizaron técnicas selectivas de tinción y secciones delgadas sin cubrir en las muestras recolectadas en las diferentes campañas. Algunas de estas tinciones son:

1) Tinción con rojo-Alizarina: Se realizó esta tinción para diferenciar calcita de dolomita en los cortes delgados. El procedimiento consiste en mezclar en 0.6 g de alizarina en 300 ml de agua con 0.5% de HCl. Se sumerge una parte del corte delgado en 1 cm³ de HCl por 5 segundos para dejar una superficie de ataque expuesta al ácido, luego se lava en agua destilada y se hace lo mismo en rojo-Alizarina por 15 segundos para que impregne bien el color. Por último, se lava suavemente el corte el agua destilada para quitar el excedente y se lo deja secar.

2) Tinción con azul de Metileno: El tinte se impregna en el sistema poroso de las rocas y permite reconocer poros interconectados y microfracturas presentes. El procedimiento consiste en preparar la resina epoxy y añadir el azul de Metileno mezclando bien hasta que adquiere un tono azul violáceo. Una vez elegida la cara a impregnar, se vuelca la resina coloreada y se procede a hacer un “vacío por pulsos”. El procedimiento se repite tres veces, es decir tres pulsos separados por 30 segundos, luego se extrae de la bomba de vacío la pastilla impregnada y se la coloca sobre una plancha caliente de secado (que se encuentra a ~ 70°C), hasta que se consolide y se vuelve a impregnar con la resina epoxy sin el azul de Metileno. Una vez que se encuentra seca, continúa procedimiento estándar de confección de cortes delgados, con sus poros y microfracturas teñidas de turquesa. Los resultados de esta tinción no fueron del todo satisfactorios, ya que no se alcanzó el color correspondiente.

3) Tinción para la aragonita: La tinción más efectiva para determinar aragonita fue desarrollada por Feigl (1937) y es la que se utilizó para teñir las muestras de Yacoraite. La solución de Feigl es una mezcla de sulfato de plata y manganeso (1g) disuelta en 100ml de agua destilada. Existe un procedimiento de ebullición, filtrado y neutralización que se recomienda para la tinción de secciones pulidas, pero en este caso simplemente se disolvió y se utilizó. El procedimiento es sencillo, se sumerge el corte delgado o la pastilla pulida en la solución al menos 10 minutos a 20°C y esta se teñirá de negro en caso de estar en presencia de aragonita, mientras que la calcita permanece sin teñir.

3.6. Caracterización mineralógica por Difracción de Rayos-X

La DRX aporta información sobre la composición mineralógica y en consecuencia indirectamente puede dar una idea de la composición química, es decir presencia de Mg en la calcita y el exceso de Ca o Mg de la dolomita (Hardy and Tucker, 1988).

La composición mineralógica de las muestras estudiadas se determinó por difracción de rayos X (DRX) de polvos para ROCA TOTAL. Las muestras se pulverizaron en un mortero de ágata, se montaron

en un portamuestras de silicio y se analizaron en un difractorómetro PANalyticalX'Pert Pro a 40 kV y 40 mA con una radiación Cu-K α , entre los ángulos 8° y 100° 2 Θ con pasos de 0.026 y 24,225 s por paso. La identificación de las fases minerales se realizó mediante el *software* HighScore.

3.7. Análisis composicional mediante SEM con EDS acoplado

Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por rayos X (LAMARX) de la Facultad de Astronomía, Matemática y Física (FAMAF), UNC con un microscopio electrónico de barrido o SEM (*Scanning Electron Microscopy*), que utiliza un haz de electrones en lugar de un haz de luz para formar una imagen ampliada de la superficie de un objeto. Es un instrumento que permite la observación y caracterización superficial de sólidos inorgánicos y orgánicos. Tiene una gran profundidad de campo, la cual permite que se enfoque a la vez una gran parte de la muestra. Las muestras analizadas corresponden a microbialitos del nivel basal y del tope de la sección del Espinazo del Diablo (17ED37, 17ED142), y a *mudstones* del nivel basal de la misma sección (17ED74).

3.8. Cátodoluminiscencia (CL)

El análisis mediante petrografía no convencional (CL) se realizó en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) en La Plata con un total de cinco cortes delgados especialmente preparados para su observación con un equipo TECHNOSYN MKIII (de cátodo frío) montado sobre microscopio binocular NIKON OPTIPHOT POL, bajo las siguientes condiciones: vacío sostenido (entre 0,01 y 0,05 torr.), corriente entre 17 a 24 Kv. y tensión de 410 a 550 microamperes. El tiempo de exposición para cada fotografía bajo CL fue entre 3'15" y 5'15".

Algunos materiales naturales emiten luz visible cuando se les incide con un haz de electrones y a este fenómeno se le llama cátodoluminiscencia (CL). Los minerales carbonáticos son especialmente propensos a la luminiscencia y son las impurezas dentro del mineral carbonático, más que los elementos mayores, las que dan la mayor parte de la luminiscencia visible. Los iones que más afectan a la intensidad de la luminiscencia en carbonatos son el Mn²⁺ y el Fe²⁺, siendo el Mn el principal activador de la luminiscencia y el Fe el inhibidor (Tucker, 1988; Pagel et al., 2000; Hiatt y Pufhal, 2014). La razón por la que se planteó realizar estudios de catodoluminiscencia es porque esta técnica es particularmente útil para reconocer y diagnosticar improntas primarios y diagenéticos a través del análisis petrográfico, permitiendo realizar una "estratigrafía de cementos" diferenciando diferentes generaciones y su ordenamiento relativo. Es, asimismo, un paso previo necesario para realizar un "screening diagenético" de las rocas en estudio y así evaluar el potencial de las mismas para avanzar en el análisis de interpretaciones geoquímicas.

Los cortes analizados incluyen dos de la sección del Cerro Siete Hermanos (Y1-9, Y1-12) y tres del tramo inferior de la sección del Espinazo del Diablo (17ED6, 17ED49 y 17ED 32), todos pertenecen a *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-bioclásticos y *grainstones-rudstones* intraclásticos.

3.9. Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y REYs

Un total de 40 muestras fueron seleccionadas para los análisis geoquímicos mediante ICP- MS (*Element XR, Thermo Scientific*) de la Universidad de Gante (Bélgica), con especial énfasis en la selección de muestras que tenían buena preservación de las texturas y fábricas originales evitando evidencias de recristalización importante o alteraciones diagenéticas secundarias (venas de calcita, juntas estilolíticas, etc). Los análisis se hicieron sobre muestras de roca total, sin tener en cuenta los distintos componentes de la roca. Los datos producidos por este método son promedios de todos los componentes, con el fin de establecer tendencias a gran escala a lo largo de la Formación Yacoraite en los perfiles empleados para estos estudios.

El procedimiento consiste en colocar 20-50 mg de muestra en polvo en un vial de 15 ml (mejor los que tienen tapa blanca y se han limpiado previamente con ácido nítrico al 5%) con aprox. 5 ml de una solución de HNO₃ 2 N. Se debe dejar reaccionar durante 10-30 minutos a temperatura ambiente con la tapa semiabierta para que no se acumule demasiado CO₂, pero tampoco se pierda material de muestra y mejor con espacio entre las muestras, asegurarse de agitar los viales un poco al principio también para que todo el polvo reaccione. Si las reacciones no son demasiado fuertes, es aconsejable utilizar un agitador de la muestra. Si algunas muestras reaccionan más fuerte, se debe dejar que terminen de reaccionar. Por último, se centrifuga y se transfieren los sobrenadantes a nuevos viales, rellénalos con ácido nítrico al 5% (0,5 N HNO₃ y 0,01 N HF) para el análisis ICP-MS para mantener todos los elementos en solución. Luego estaría listo para el análisis de: Cd, Cr, Sc, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Pb, Th, U.

Los resultados se combinaron con un estudio petrográfico y estratigráficos de campo de alta resolución para mejorar el análisis de facies de las secciones Espinazo del Diablo y Yavi (véase capítulo 7 y 8).

3.9.1. Cálculo de anomalías de REY

Los datos fueron normalizados de acuerdo a las PAAS (McLennan, 1989) y fueron utilizados para calcular las anomalías de La/La*, Ce/Ce*, Eu/Eu*, Y/Y*, Pr/Pr* de acuerdo a Lawrence et al., (2006) (ver Zhao et al., 2022 y Barrat et al., 2023 para una revisión detallada de las diferentes formas de calcular las anomalías

presentes en REYs y algunas de sus virtudes y deficiencias). A continuación, se detallan las ecuaciones utilizadas para calcular las anomalías:

$$\text{La/La}^* = \text{La}/(\text{Pr}^3/\text{Nd}^2) \text{ (geométrica)}$$

$$\text{La/La}^* = \text{La}/(0.5^*+0.5^*) \text{ (lineal)}$$

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}/(\text{Pr}^2/\text{Nd}) \text{ (geométrica)}$$

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}/(0.5^*\text{La}+0.5^*\text{Pr}) \text{ (lineal)}$$

$$\text{Pr/Pr}^* = \text{Pr}/(0.5^*\text{Ce}+0.5^*\text{Nd}) \text{ (lineal)}$$

$$\text{Y/Y}^* = \text{Y}/(\text{Dy}+\text{Ho})^{1/2}$$

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}/(2^*\text{Sm}+\text{Tb}) \text{ (lineal)}$$

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}/(\text{Sm}^2*\text{Tb})^{1/3} \text{ (geométrica)}$$

Los datos de REY, elementos trazas y diferentes tipos de anomalías calculadas se encuentran en el Anexo de esta tesis.

CAPÍTULO 4: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

4.1. Consideraciones de la zona de estudio

La subcuenca de Tres Cruces contiene las exposiciones más continuas de la Formación Yacoraite y también con la menor densidad de estudios previos. La Formación Yacoraite con espesores entre 100 y 300 m, es una excelente unidad guía del Grupo Salta. Esto se atribuye a su alternancia de colores entre grises y amarillos y a su composición calcárea-dolomítica que permite que se distinga claramente de las unidades infra y suprayacentes, de colores predominantemente rojizos. La calidad de los afloramientos es muy buena, con algunos intervalos tapados por cubierta regolítica actual que, en general, coinciden con los de menor granulometría. La mayor parte del área de estudio se encuentra por encima de los 3500 m de elevación, lo cual es un factor que determina la accesibilidad.

Se eligieron seis localidades para realizar las secciones estratigráficas cubriendo un espesor estratigráfico total de unos 889,5 m (véase sección 3.2 y tabla 3.1), basándose en las condiciones del afloramiento, deformación mínima y accesibilidad. Cuatro secciones fueron elegidas a través de una transecta N-S de aproximadamente 160 km, Yavi, Tres Cruces, Espinazo del Diablo, y Jueya, ésta última vecina a la Quebrada de Humahuaca. Las secciones de Hornocal y Calilegua, se ubican al este de la Quebrada de Humahuaca y corresponden a secciones prácticamente de límite de cuenca, especialmente Calilegua (Hernandez et al 2008). Además, se relevaron secciones de control adicionales en la mayoría de las localidades mencionadas, constituyendo un total de doce columnas estratigráficas. Las excelentes exposiciones permiten el trazado lateral de capas, tipos de facies y superficies diagnósticas a través de la geomorfología del paisaje, además de identificar la distribución espacial y vertical de las facies, tanto a escala de afloramiento como de subcuenca.

Cada columna estratigráfica se describió en cuanto a la distribución de litologías en la vertical, superficies limitantes o contactos significativos y estructuras sedimentarias y generales características sobresalientes de cada una en particular. Los métodos clásicos de levantamiento de datos sobre el terreno se integraron con datos de GPS para delimitar las ubicaciones de las secciones sedimentarias y el trazado lateral de superficies estratigráficas diagnósticas cuando fue posible.

4.2. Descripción de las secciones estratigráficas

Se describen a continuación las características de la Formación Yacoraite en los perfiles relevados y reconocidos, ordenados de norte a sur. Se presenta, además de la o las columnas estratigráficas para cada localidad, sus respectivos mapas geológicos de detalle e imágenes Google Earth Pro®.

4.2.1. Sección de Yavi y Cerro de los Siete Hermanos

Esta región se localiza en el extremo septentrional de la Cordillera Oriental jujeña lindante con Bolivia (~ meridiano 65° 30' oeste) y en las proximidades de la localidad de Yavi, ubicada a 14 km al oeste de La Quiaca. La estratigrafía buza con ángulos de entre 15° y 25° constituyendo una serie homoclinal con rumbo suroeste-noroeste, particularmente hacia el sur de la Ruta Provincial N° 5 (que une La Quiaca y Santa Victoria). Inmediatamente hacia el norte de la localidad de Yavi (Fig. 4.1) la serie se encuentra plegada formando un amplio cierre anticlinal con suave inmersión al norte (~5°) asociado con un corrimiento críptico con vergencia este, que se pierde debajo de la cubierta cuaternaria (Monaldi et al., 2008) a la altura de la localidad de Yavi. La Formación Yacoraite, se encuentra bien expuesta en el cañón ubicado en la región axial del anticlinal y en las laderas orientales de los diferentes asomos en los cerros Siete Hermanos (Figs. 4.1 y 4.2 A, B y D). Dado que esta región es de gran extensión, se levantaron varias columnas, llamadas de sur a norte: Yavi-0, Yavi-1, Yavi-2 y Yavi-3. Las columnas estratigráficas de esta zona pueden verse en la Figura 4.1.

La base de la Formación Yacoraite está expuesta y se apoya en contacto neto irregular sobre las areniscas gruesas ricas en cuarzo con mega-estratificación cruzada y muy bioturbadas de la Formación Lecho. Sin embargo, en sectores donde no se reconocen areniscas, se observaron niveles discretos de calcretes junto a las areniscas de grano grueso, esto se puede observar en la columna de Yavi-0 (Fig. 4.1). A modo descriptivo, se puede dividir en esta zona a la Formación Yacoraite en dos secciones, una inferior calcárea (~48 m), con frecuentes bancos oolíticos e intercalaciones de estromatolitos y con escasas particiones pelíticas verdes y tobáceas amarillentas; y una superior (~ 45 m), con potentes intercalaciones de pelitas verdes y ocasionalmente rojas, entre los niveles calcáreos. La estratificación que muestra todo el conjunto es mediana a fina, con las granulometrías más gruesas mostrando estratificación cruzada planar, en artesas y *herring-bone* como estructura dominante en la sección inferior, y los bancos pelíticos laminados en la sección superior, exceptuando los intervalos rojizos que resultan masivos.

La parte inferior muestra predominio de calcarenitas de color gris amarillento, pardas y amarillentas, son macizas y se caracteriza por la presencia de ooides como aloquímico dominante (Fig. 4.2. B). Abundan los gastrópodos grandes, bivalvos desarticulados y ostrácodos. Texturalmente, las calcarenitas corresponden a *grainstones* y *packstones* que constituyen excelentes ejemplares oolíticos. Las granulometrías más gruesas están representadas por *rudstones* con intraclastos y *boundstones*. Los niveles estromatolíticos son más abundantes y diversos en esta sección, que en el resto de las demás localidades estudiadas. Generalmente, tienen morfologías dómicas de gran tamaño y columnares con micromorfologías digitadas y microdómicas, siendo escasos o ausentes los niveles con estromatolitos planares y trombolitos. Tanto los ooides, como algunos estromatolitos se encuentran silicificados preferencialmente dentro de esta región, resaltando en el campo por su color negro y resistencia diferencial a la meteorización. Petrográficamente, los ooides son más

simples y clásicos (multicapa) en cuanto a morfologías y tamaños que los reconocidos en otras zonas de la subcuenca.

Las particiones más finas están representadas por pelitas calcáreas en general (*wackstones-mudstones* bioclásticos) y de composición siliciclástica a mixta, como lutitas oscuras, fangolitas verdes a marrón y margas. A los 20 m de la base, hay un nivel delgado de toba vitrocristalica, cuya apariencia en el campo es la de una arenisca limosa friable de color gris verdoso a blanquecino.

En algunas de las columnas levantadas, el intervalo superior se caracteriza por potentes niveles de ~ 2 a 5 m de pelitas verdes y un nivel de pelitas rojas de ~ 6 m cerca del tope de la formación (Figs. 4.1 y 4.2). Se trata de niveles tabulares, macizos o con buena laminación horizontal, dada por la notable orientación de las láminas micáceas. En algunos casos, el tope de la sección lo constituye un nivel pelítico rojo, aunque no se ha precisado efectivamente que corresponda al techo de la Formación Yacoraite, ya que tiende a ser concordante y transicional con la Formación Maíz Gordo. Sin embargo, un último nivel oolítico-pisolítico se intercala dentro de este intervalo cuspidal.

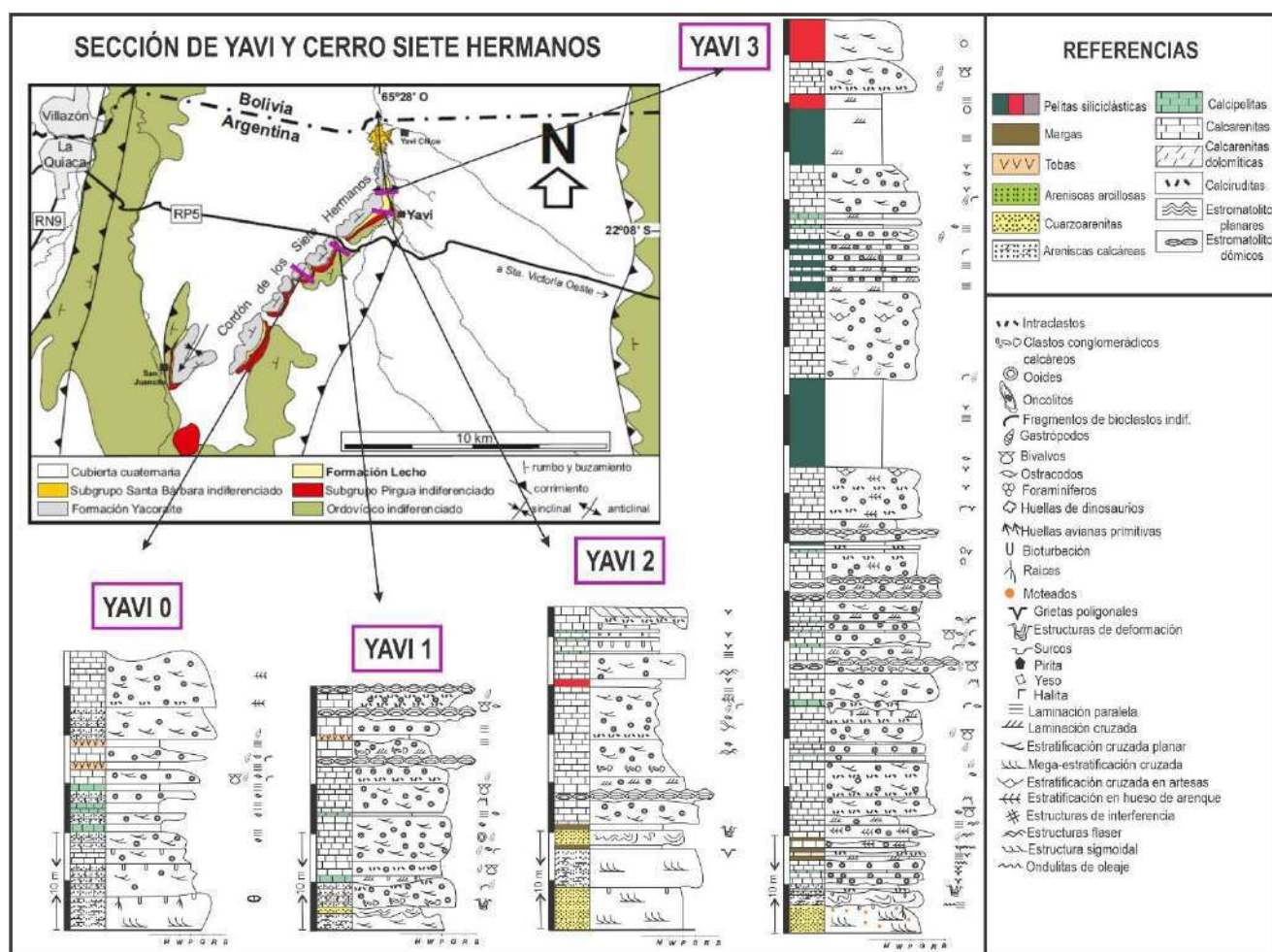


Figura 4.1. Mapa geológico de detalle de la zona de Yavi y Cerro Siete Hermanos con las columnas estratigráficas levantadas en el sitio. Las referencias de las columnas son válidas para todas las demás columnas del texto.

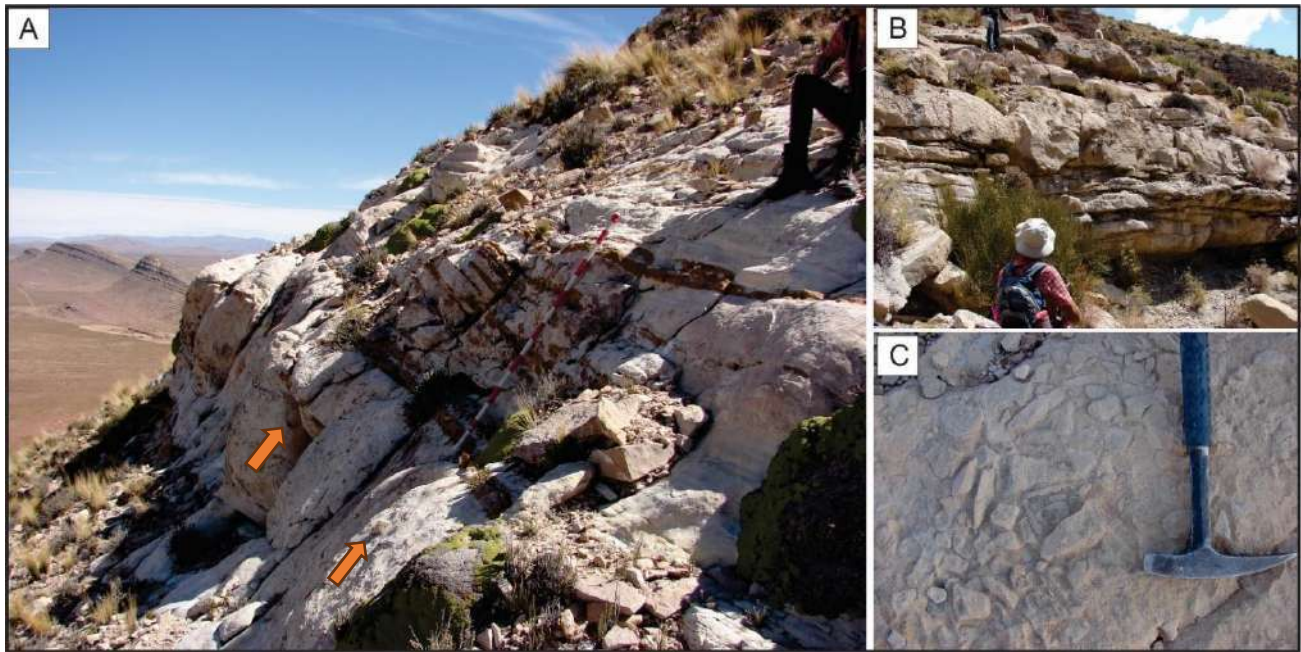


Figura 4.2. A. Vista al sur del cerro Siete Hermanos. En la imagen resalta las areniscas eólicas bioturbadas de la base de la Formación Yacoraite (flechas naranjas) con intercalaciones finas de color rojizo. B. Paquetes de calizas estromatolíticas intercaladas con calcarenitas oolíticas y niveles verdes pelíticos. C. Brechas calcáreas hacia el tope de las calcarenitas oolíticas, comunes en esta sección.

4.2.2. Sección de Tres Cruces

Esta región se encuentra más cercana al borde oriental de la Cordillera Oriental y está incluida dentro del llamado anticlinal de Tres Cruces, el cual destaca por su complejidad estructural resultante de la orogenia andina, caracterizado por la interferencia de fallas transversales y pliegues (Fig. 4.3). Para simplificar la descripción de la Formación Yacoraite, la zona se separó en un sector occidental y otro oriental, siguiendo la subdivisión existente propuesta por Mendez (1973) y Boll y Hernandez (1986). En este lugar, las dos columnas estratigráficas levantadas se encuentran separadas por ~ 6 km de distancia (Fig. 4.3).

La Formación Yacoraite se apoya en contacto neto planar a ondulado sobre la Formación Lecho, la cual está formada por areniscas blanquecinas grises, ricas en cuarzo con megaestratificación cruzada y muy bioturbadas en algunos sectores. En la sección del oeste, es posible reconocer de manera más completa al subgrupo Pirgua, ya que por debajo de las areniscas eólicas se identificó un paquete rojizo probablemente de origen fluvial, al que le sigue hacia arriba un nivel calcretizado de 6.5 m que ha sido descrito por Astini et al., (2020).

En la sección de Tres Cruces este (~ 80 m), la sección inferior de la Formación Yacoraite se caracteriza por ser muy calcárea con tonalidades ocre (Fig. 4.4), mientras que la superior se encuentra parcialmente cubierta. Las calcarenitas cerca de la base son bastante arenosas, con altos porcentajes de granos detríticos (cuarzo, feldespatos, etc), incluso con clastos redondeados y aplanados de cuarzo de hasta 5 cm de diámetro. Hacia

arriba, aumenta la granulometría y texturalmente son *grainstones* oolíticos-bioclásticos y *rudstones* bioclásticos. Distinguen en esta sección los recurrentes niveles de estromatolitos domales y *grainstones-packstones* oolíticos-bioclásticos con abundantes bioclastos de gastrópodos de gran tamaño que han sido recristalizados y ostrácodos. Los ooides, como en todas las secciones de estudio comprenden un tipo de grano predominante dentro de las calizas y en litologías de mezcla en menores proporciones, generalmente con granos de cuarzo a modo de núcleos oolíticos.

Los niveles pelíticos son escasos, se trata en general de fangolitas verdes a gris verdosas, bien laminadas con espesores que oscilan entre 20 cm y 1.5 m. Regularmente, se disponen también *mudstones* grises a amarillentos con ostrácodos. En esta sección el techo estaría marcado por un último nivel calcáreo seguido por un nivel de pelitas moradas laminadas.

La sección de Tres Cruces oeste (~ 25.5 m), comienza con calcarenitas muy arenosas con estratificación cruzada en artesas donde se han podido reconocer clastos de cuarzo entre 2 a 3 cm de diámetro (Fig. 4.4). La sucesión continua con sets de *grainstones* oolíticos bioclásticos a *rudstones* intraclásticos de espesores menores a 1 m intercalados con algunos niveles de estromatolitos dómicos aislados. Hacia arriba, es notable una repetición entre niveles de calcarenitas oo-bio-intraclásticas que conservan un importante porcentaje de granos detríticos y con estratificación cruzada junto a bancos de estromatolitos dómicos con espesores alrededor de 50 cm. La columna finaliza en un potente nivel de estromatolitos dómicos coalescentes que forman un banco tabular distintivo de 1.5 m de espesor y colores amarillentos.

Las particiones pelíticas corresponden a fangolitas verdes, más escasas que en Tres Cruces este, cuyo espesor es de aproximadamente 0.25 m. En la columna de Tres Cruces oeste, los niveles finos tienen espesores considerables, en algunos casos superando los 30 m en la sección superior.

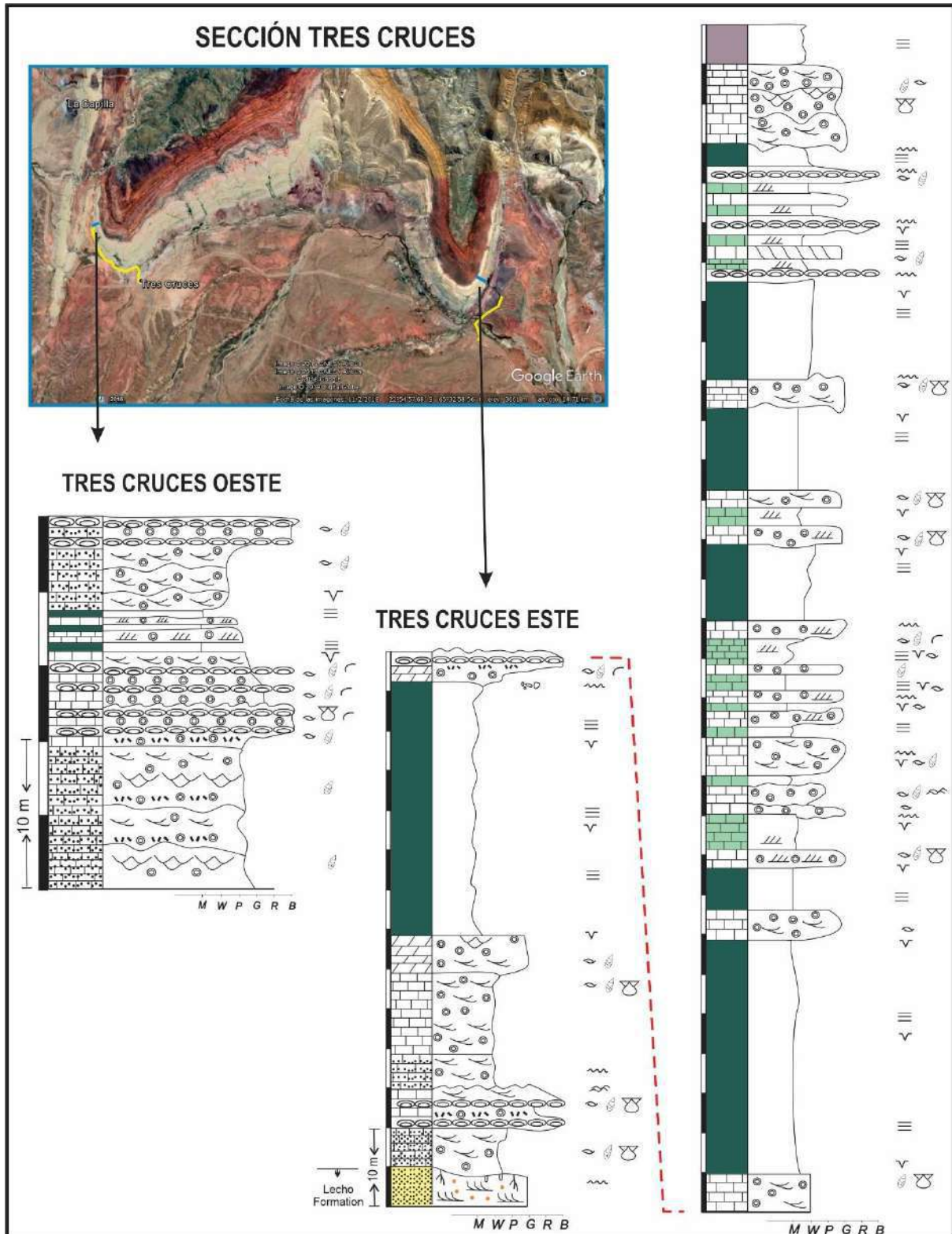


Figura 4.3. Columnas estratigráficas de la zona de Tres Cruces, correspondiente al sector este y oeste del anticlinal de Tres Cruces. En amarillo están marcadas las transectas recorridas y en celeste, la posición donde se levantaron los datos. Las referencias de la imagen se encuentran en la Fig. 4.1.

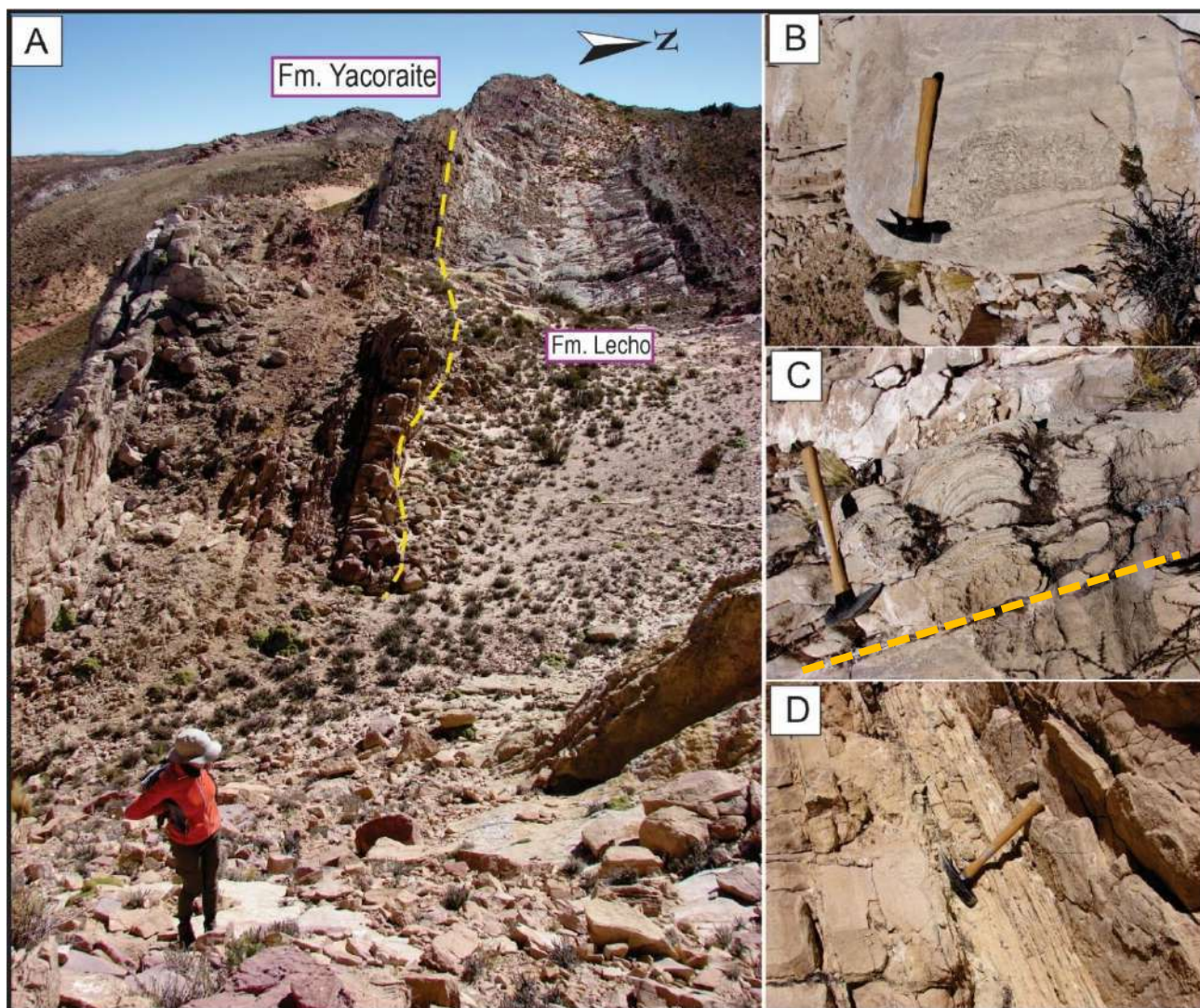


Figura 4.3. A. Sección de Tres Cruces oeste. La línea punteada marca el contacto entre las formaciones Yacoraite y Lecho. En esta localidad dicho contacto es de carácter neto e irregular. B-C. Niveles tabulares con estromatolitos dómicos de la sección de Tres Cruces. B. Nótese que el estromatolito utiliza de anclaje las calcarenitas oolíticas (línea naranja en C). Por encima, estas calcarenitas continúan y forman parte de los espacios interdómicos. D. Alternancia entre calizas de granulometría gruesa y fina (cabeza de la piqueta).

4.2.3. Sección del Espinazo del Diablo

En esta localidad, la Formación Yacoraite aflora formando parte de una estructura homoclinal con rumbo y buzamiento general N345°/45°E (Figs. 4.4, 4.5 y 4.6). El acceso al lugar 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 al pueblo de Casa Grande. Por este mismo camino en dirección oeste 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. En ella, la Fm Yacoraite, de coloración blanquecina-amarillenta, resalta del entorno rojizo, característico de las unidades del Grupo Salta (Figs. 4.5 y 4.6). Yace sobre las areniscas cuarzosas de la Formación Lecho mediante un

contacto neto planar, de increíble continuidad cartográfica, e irregular a la mesoescala. La aridez y la elevación de la región dan lugar al desarrollo de vegetación baja y no muy tupida, lo que facilita el acceso, análisis y muestreo de la unidad. Cabe resaltar que de esta localidad provienen la mayor cantidad de datos recopilados acerca de la Formación Yacoraite, particularmente su tramo basal y, por lo tanto, en esta tesis doctoral, la consideramos como un excelente perfil que bien podría ser un paraestratotipo¹ de la unidad por sus características de afloramiento y su espesor. Los criterios que se consideraron a la hora de establecer esta localidad como estratotipo fueron: a) homogeneidad litológica, b) color, c) composición y d) contraste de relieve.

En esta localidad se levantaron varias secciones estratigráficas (Fig. 4.7), que luego se combinaron en una única columna y sus asomos se caminaron lateralmente por kilómetros de distancia para corroborar continuidad lateral de facies y geometrías. De esta manera se determinaron los siguientes miembros informales: el miembro calcáreo basal de la Formación Yacoraite de 53 m de espesor, el miembro pelítico inferior mide 23 m, el siguiente miembro calcáreo intermedio tiene un espesor de 90 m al que le sigue el siguiente miembro pelítico superior de 15 m. La secuencia termina con el miembro calcáreo superior de 34 m de espesor (Fig. 4.7).

A lo largo de toda esta región (por más de 10 kilómetros), el miembro eólico de la Formación Lecho (espesor \approx 80 m) está formado por areniscas cuarzosas bimodales con megaestratificación cruzada, y coronada por un intervalo (\sim 8-10 m) con bioturbación profusa y moteados, compatibles con productos pedogenéticos. El tope de la Formación Lecho tiene relevancia desde el análisis secuencial de toda la sucesión. Este tema será abordado en detalle en los capítulos 8 y 9.

La Formación Yacoraite comienza con el solapamiento de facies carbonáticas subácueas que incluye un nivel basal con *grainstones* oolíticos-bioclásticos arenosos (ver capítulo 5, Fig. 5.23), sobrepuestos a la superficie irregular con estructuras de cortes y relleno. Hacia arriba, es notable el aumento de espesor de los niveles calcáreos y, por ende, del predominio de facies carbonáticas, aunque siempre persiste un cierto porcentaje de granos terrígenos. Las calcarenitas, siempre muy oolíticas y bioclásticas (gastrópodos, bivalvos y ostrácodos), bastante dolomitizadas, presentan estratificación cruzada planar, en artesas y *hummocky*. Además, se reconocen estructuras de gran escala, como lo son las estructuras sigmoidales. Las facies más gruesas como las calciruditas intraclásticas, son comunes en el Espinazo del Diablo y suelen ser rellenos de surcos en forma de U. Los microbialitos que aparecen cerca de la base, son de tipo planares dentro de *grainstones* oolíticos. Hacia la parte superior del miembro basal calcáreo, comienzan a predominar las formas dómicas, ya sean unidos lateralmente (coalescentes) o aislados. Generalmente, los estromatolitos dómicos están formados internamente por microdomos y columnas, cuyas láminas alternan entre claras y oscuras. Es común, que estén coronados por brechas calcáreas que, en ocasiones tienen superpuestas grietas de contracción.

¹ Paraestratotipo: Estratotipo auxiliar usado originalmente al definir una unidad estratigráfica, para ejemplificar características que no se observan o no se hallan bien representadas en el holoestratotipo.

Holoestratotipo: Estratotipo designado originalmente por el autor al definir una unidad o límite estratigráfico.

Las litologías más finas del miembro pelítico inferior, están caracterizados por *mudstones* y margas ricas en peloides y ostrácodos, con profusa laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. Las pelitas son verdes a grisáceas y existen escasos niveles de pelitas moradas intercaladas con las verdes, dispuestas entre los paquetes de *mudstones*. En el campo, las pelitas tienen grietas de desecación en los topes y es común observar en corte transversal, tabiques con diferentes tamaños y espaciamientos. Se reconocen algunas capas de tobas de color blanquecino-grisáceo a verdosos, muy deleznales, con espesores de ~ 20 a 30 cm a través de toda la sección.

El miembro calcáreo intermedio del Espinazo del Diablo (Fig. 4.6), se caracteriza por la presencia de calcarenitas oolíticas arenosas con estructuras que indican bidireccionalidad (*herring-bone*). También, son comunes los estromatolitos dómicos con estructuras internas columnares y microdómicas. En esta sección, las intercalaciones pelíticas son más recurrentes y están formadas por *mudstones* con ostrácodos, fangolitas verdes y algunas intercalaciones de pelitas moradas hacia el tope de la columna.

El miembro pelítico superior se caracteriza por el predominio de facies finas formadas por *mudstones* y *wackstones* gris verdosos con laminación paralela y con abundantes restos de bioclastos de ostrácodos desarticulados, foraminíferos y peloides. Las litologías finas de mezcla también están presentes (por ejemplo, margas) donde se puede reconocer una fracción siliciclástica en su composición; rasgo que se distingue por petrografía, aunque en afloramiento, las margas tienen un aspecto sacaroide fino producto de la presencia de limo-arena cuarzosa (Fig. 4.6).

La secuencia finaliza con el miembro calcáreo superior, compuesto por calcarenitas oolíticas intercaladas con dos niveles de pelitas moradas y un nivel estromatolítico tabular de espesor métrico de remarcable continuidad lateral (por kilómetros), de color amarillento. Consideramos que el techo de la formación serían los estromatolitos, ya que la última pelita morada estaría marcando el contacto concordante con la Formación Mealla, donde destacan pelitas rojas afectadas por notable evidencias de pedogénesis.

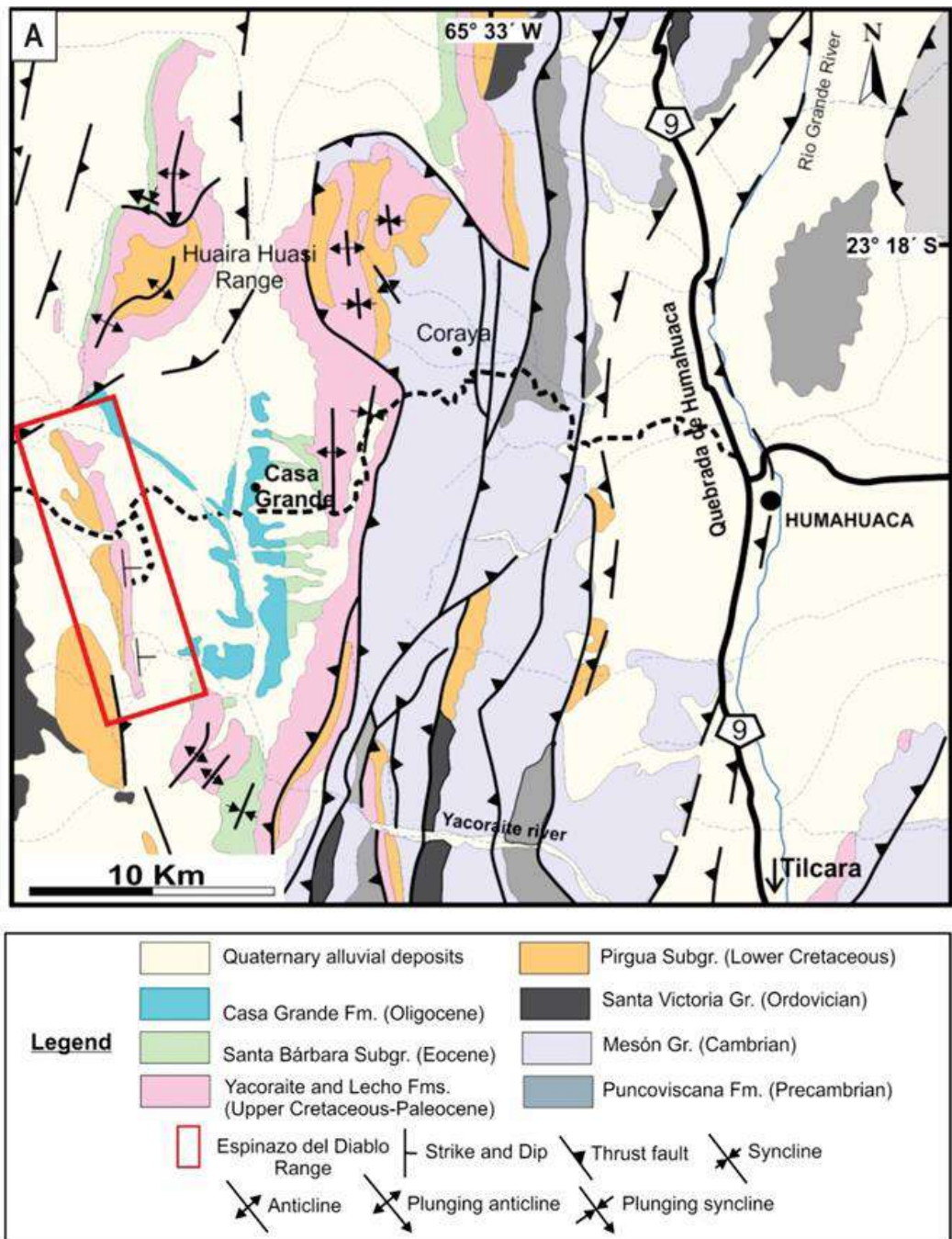


Figura 4.4. Mapa regional geológico-estructural de la zona del Espinazo del Diablo.



Figura 4.5. A. Vista al sur de la Formación Yacoraite y la Formación Lecho, cuyo contacto es marcadamente neto e irregular. B. La Formación Yacoraite (calcárea y mixta en parte) apoya directamente sobre areniscas eólicas continentales.

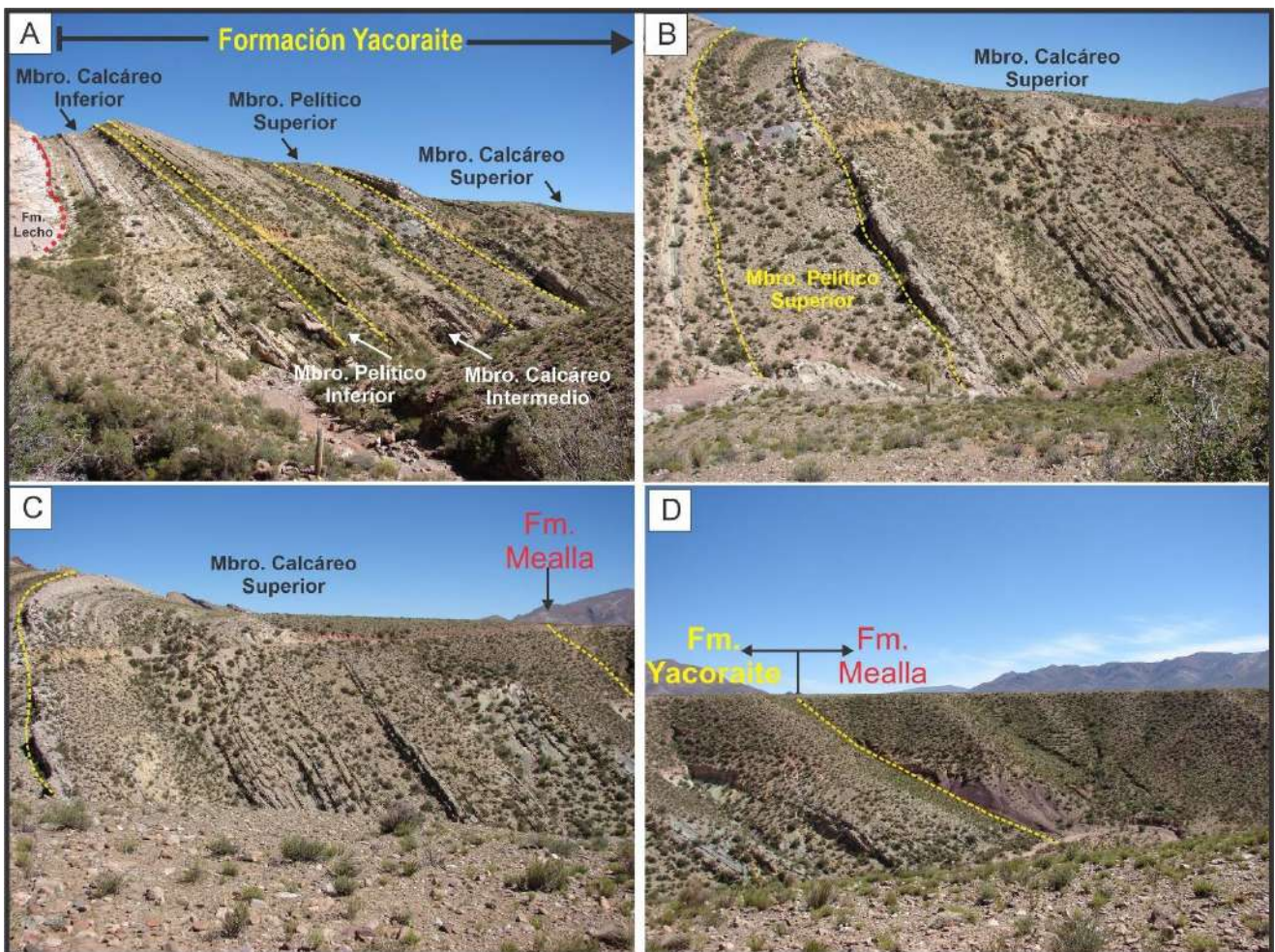


Figura 4.6. A. Sección completa de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo con la identificación de los cinco miembros informales. B. Detalle de los miembros pelítico superior y del miembro calcáreo superior. C. Miembro calcáreo superior con sus respectivos límites. D. Límite entre el miembro calcáreo superior de la Formación Yacoraite y la unidad suprayacente, Mealla.

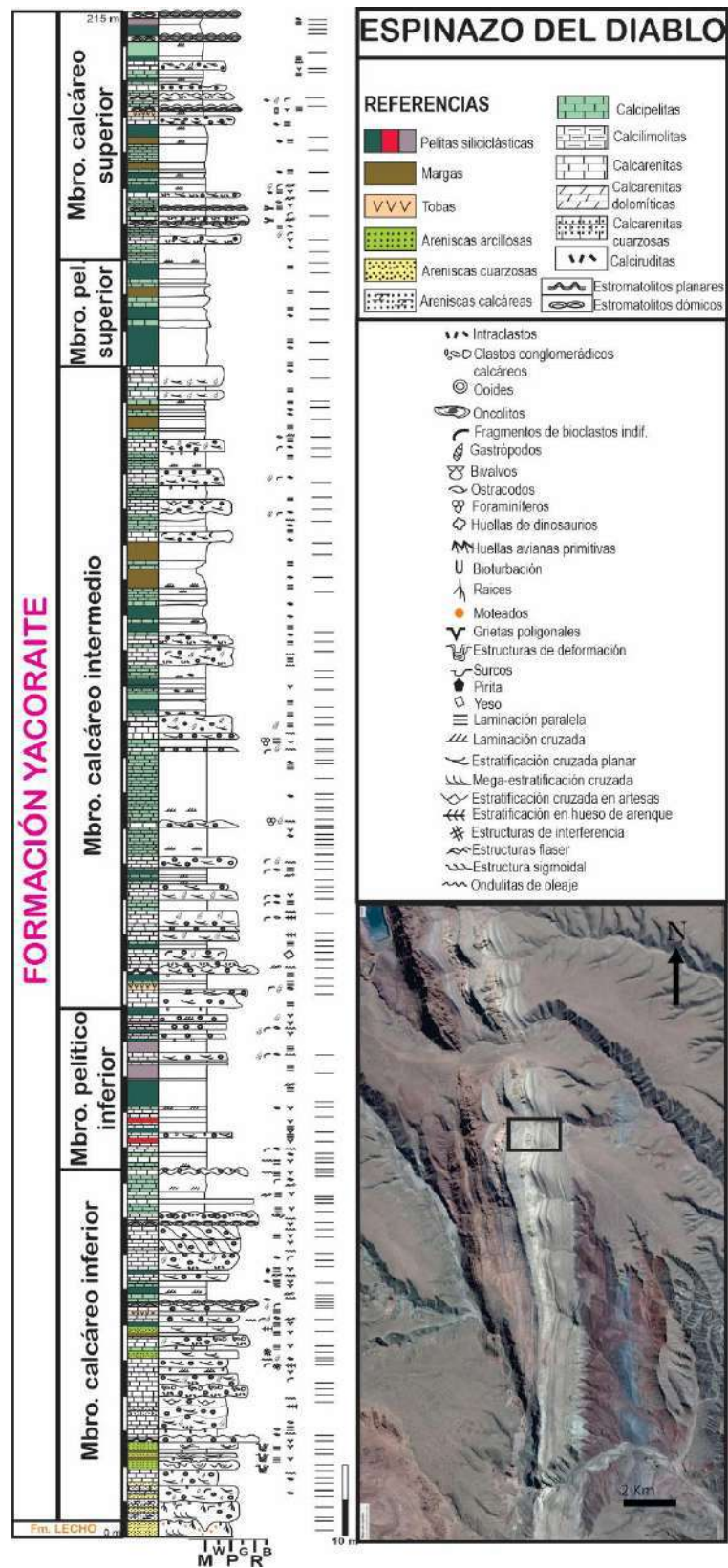


Figura 4.7. Columna estratigráfica de la sección Espinazo del Diablo, considerada en este trabajo como un paraestratotipo, mostrando la división de cinco miembros informales. El recuadro en la imagen Google Earth muestra la zona donde se levantó la columna.

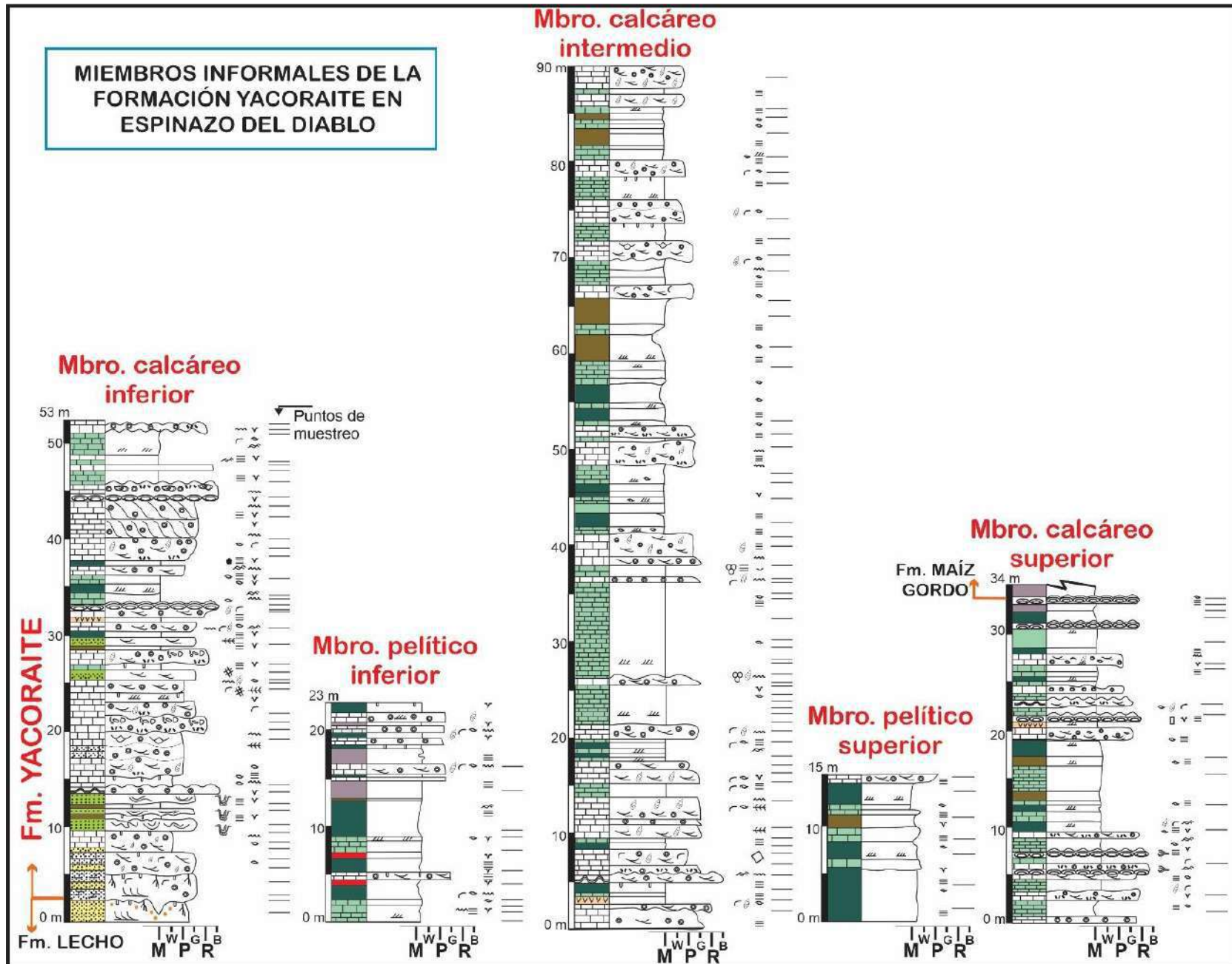


Figura 4.8. Miembros informales del paraestratotipo Espinazo del Diablo con sus espesores medidos en el campo. Referencias en la figura 4.1

4.2.4. Sección de la Quebrada de Jueya

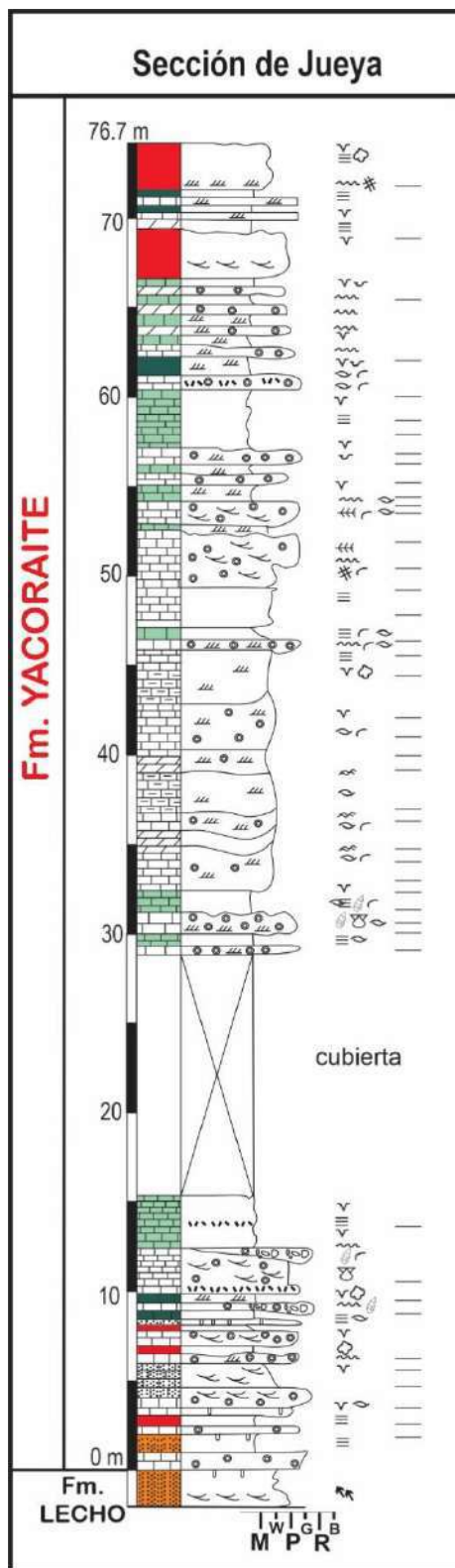


Figura 4.9. Columna estratigráfica para la sección de la Quebrada de Jueya. Las referencias de la imagen se encuentran en la Fig. 4.1.

Esta sección se encuentra ubicada en el margen izquierdo de la Quebrada de Humahuaca. La Quebrada de Jueya, desemboca en el Río Grande de Jujuy, 5 km aguas arriba de la localidad de Tilcara. Afloran principalmente las Formaciones Lecho y Yacoraite, transversales a la quebrada con una dirección general noreste-suroeste ($N 15^\circ E$ y $N 25^\circ E$) en el sector cercano a la desembocadura en la Quebrada de Humahuaca. Sus inclinaciones, si bien son variables dentro de un determinado rango son siempre mayores a 50° , por lo general oscilan alrededor de los 65° , pudiendo llegar a los 80° . En esta región, el subgrupo Balbuena apoya sobre la Formación Puncoviscana mediante contacto por discordancia angular (Zagalsky, 1970; Monaldi, 2008).

La Formación Lecho se presenta aquí con un conglomerado naranja-rojizo al que le siguen areniscas rosadas, luego en concordancia y de manera transicional, continúan las pelitas rojas y calcarenitas de la Formación Yacoraite, como puede observarse en su porción basal (Fig. 4.9 y 4.10 C y D). En esta localidad se han encontrado huellas avianas primitivas, que podrían ser de edad campaniana, inmediatamente por debajo de las calizas de la Formación Yacoraite (Coppa Vigliocco et al., 2020). Al menos dos huellas casi completas se conservan como calcos en una losa de arenisca rojiza de grano fino, acompañadas de otras, parcialmente conservadas. Los icnofósiles consisten en dos huellas de tetradáctilo, con una disposición de los dedos de anisodáctilo, colocadas una al lado de la otra, semejando un comportamiento de reposo. Los especímenes se parecen mucho al icnogénero *Alaripeda* o *Gruipeda*. En la Formación Lecho, las huellas de aves son prácticamente desconocidas, en contraste con la Formación Yacoraite suprayacente, que registra icnofacies similares de aves playeras del Maastrichtiano en varias secciones del área estudiada (Cónsole Gonella et al., 2017).

La Formación Yacoraite presenta un espesor de ~ 77 m (Fig. 4.9). Como se mencionó anteriormente, la sección comienza de manera transicional con los primeros niveles de calcarenitas oolíticas y bioclásticas, (Fig 4.10 A). Continúan niveles de conglomerados a brechas calcáreas en forma de lentes de escaso tamaño (tipo *gutter & cast*) para luego pasar a facies calcáreas más finas, algunas parcialmente dolomitizadas. Entre ellas, *mudstones* verdes grisáceos, calcipelitas silicificadas y/o dolomitizadas y margas con laminación paralela y cruzada, también estructuras flaser y lenticulares. Es común que hacia los topes muestren rasgos de agrietamiento poligonal e incompleto, que en corte transversal se manifiesta como tabiques que cortan e interrumpen la laminación paralela (Fig 4.10 D). Además, el tope de algunas calcarenitas suele estar brechado, con grietas de desecación superpuestas. Las bioturbaciones se encuentran localizadas en los intervalos finos y en general se tratan de Skolithos. Los gastrópodos también se encuentran en niveles de calcarenitas oolíticas de 10 a 20 cm de espesor, muy silicificados.

En el tercio superior, la sucesión finaliza con niveles calcáreos dolomitizados, al que le siguen facies heterolíticas formadas por alternancias entre calcarenitas oolíticas y calcipelitas dolomitizadas (Fig. 4.9). Dada verticalidad de los estratos, que exponen superficies de estratificación, se ha podido identificar rastrilladas que se cruzan entre sí de dinosaurios saurópodos y terópodos, las cuales se encuentran cercanas al tope de la formación. Estas pisadas están en pelitas rojas que presentan ondulitas en sus topes con algunas grietas de desecación (Fig. 4.10 B y C).

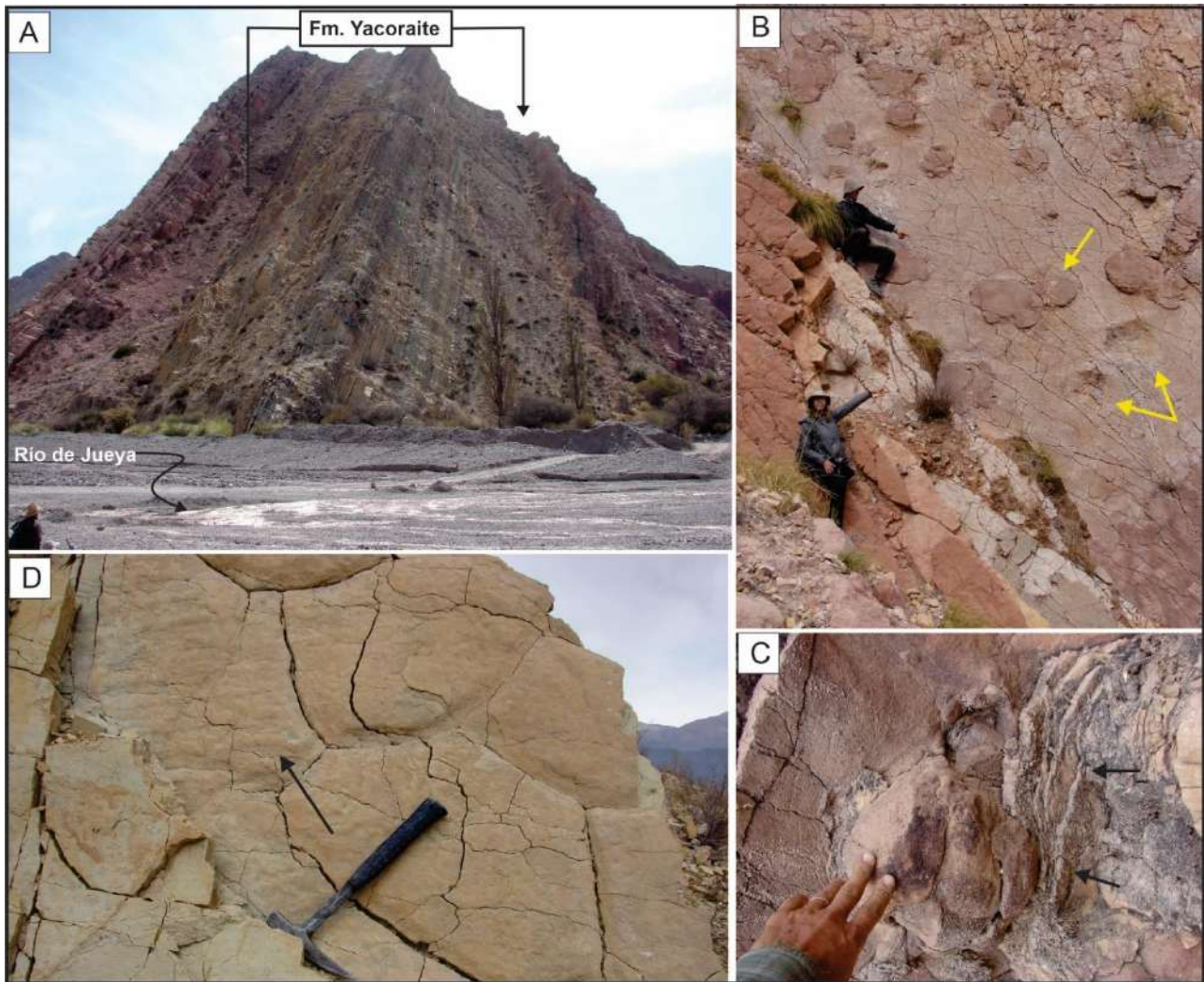


Figura 4.10. A. Quebrada de Jueya donde aflora la Formación Yacoraite, sus relaciones con base y techo transicionales. B. Intervalo cercano al tope de la Formación Yacoraite en la sección de Jueya formada por areniscas finas rojizas con ondulitas de oleaje y marcas de pisadas de dinosaurios. C. Estructuras *gutter & cast*. Nótese la deformación que se generó en el sedimento alrededor de la estructura debido a la carga de la misma. D. Tren de ondulitas asimétricas superpuestas a agrietamientos de gran porte. Escala: 33 cm

4.2.5. Sección de Hornocal

Esta zona se ubica al este de la Quebrada de Humahuaca, a la misma altura que los afloramientos del Espinazo del Diablo en sentido este-oeste. En este lugar, la tectónica distensiva cretácica se manifiesta por la presencia de un sistema de fallas normales, de trazado normalmente rectilíneo y dirección predominante N-S o NNE-SSO (Fig. 4.12. A). Una falla extensional singular es la falla de Hornocal, que con una dirección ENE-OSO trunca el sinclinal de Cianzo (Amengual y Zanettini, 1973). Esta importante estructura representa una antigua fractura paleozoica y ha condicionado la sedimentación de las unidades cretácicas, actuando durante este periodo de tiempo como borde local de cuenca. Este hecho queda evidenciado por la presencia en su bloque hundido, situado en su labio suroriental, de una serie cretácica completa, donde queda bien expuesta la

Formación Yacoraite y, además, por la presencia del Subgrupo Pirgua (fig. 4.12 A y B), que en la localidad tiene un gran espesor y está representado por facies muy gruesas de brechas y conglomerados.

La columna de la Formación Yacoraite (141 m de espesor) en este lugar presenta similitudes con la columna del Espinazo del Diablo, aunque menor espesor. Al igual que esta, comienza con areniscas cuarzosas blanquecinas a ocre de origen eólico de la Formación Lecho, con megaestratificación cruzada y muy bioturbadas hacia los últimos centímetros de espesor antes del inicio de las calizas típicas de Yacoraite (Fig. 4.11 y 4.12). La base de la Formación Yacoraite, de carácter neto y planar, continúa con una alternancia entre calcarenitas con estratificación cruzada planar y en artesas, con algunos niveles de areniscas cuarzosas con cementos calcáreos. Las calcarenitas oolíticas son la litología predominante de la sección variando entre bioclásticas e intraclásticas. Los bioclastos que se pueden reconocer en el campo son gastrópodos de gran tamaño que oscilan entre 1 a 1.5 cm y bivalvos, también grandes generalmente desarticulados y fragmentados dentro de *grainstones-rudstones* intraclásticos a *rudstones* intra-bioclásticos. A partir de los 55 m de espesor, son comunes los estromatolitos ya sean, planares, dómicos coalescentes y dómicos aislados (Fig. 4.12 C). Algunos de ellos se encuentran como “parches arrecifales” incluidos en litologías más granulares. Asociados a ellos, las calcarenitas oolíticas suelen ocupar el relleno interdómico de los microbialitos. Generalmente, los topes de los estromatolitos muestran rasgos de exposición subaérea, ya sea superficies de colonización (con abundantes bioturbaciones), brechas calcáreas y/o grietas de desecación.

Las facies más finas presentes en la parte superior de la columna de Hornocal son limolitas micáceas y fangolitas multicolores, generalmente pelitas verdes, rojas y violáceas oscuras como parte de la fracción siliciclástica. Se disponen junto con *mudstones* calcáreos y dolomicríticos. También se han encontrado rocas de mezcla como margas. En algunas de ellas, se ha podido identificar pseudomorfos de minerales evaporíticos (halita), que luego han sido confirmados en cortes delgados.

La parte cuspidal de la formación se caracteriza por una alternancia bastante rítmica de niveles de pelitas verdes y microbialitos laminares dolomitizados con escasas intercalaciones de calcarenitas oolíticas.

En esta sección son notables las intercalaciones de tobas blanquecinas-amarillentas a través de toda la unidad que fueron muestreadas para dataciones que, a la fecha, no pudieron ser concretadas.

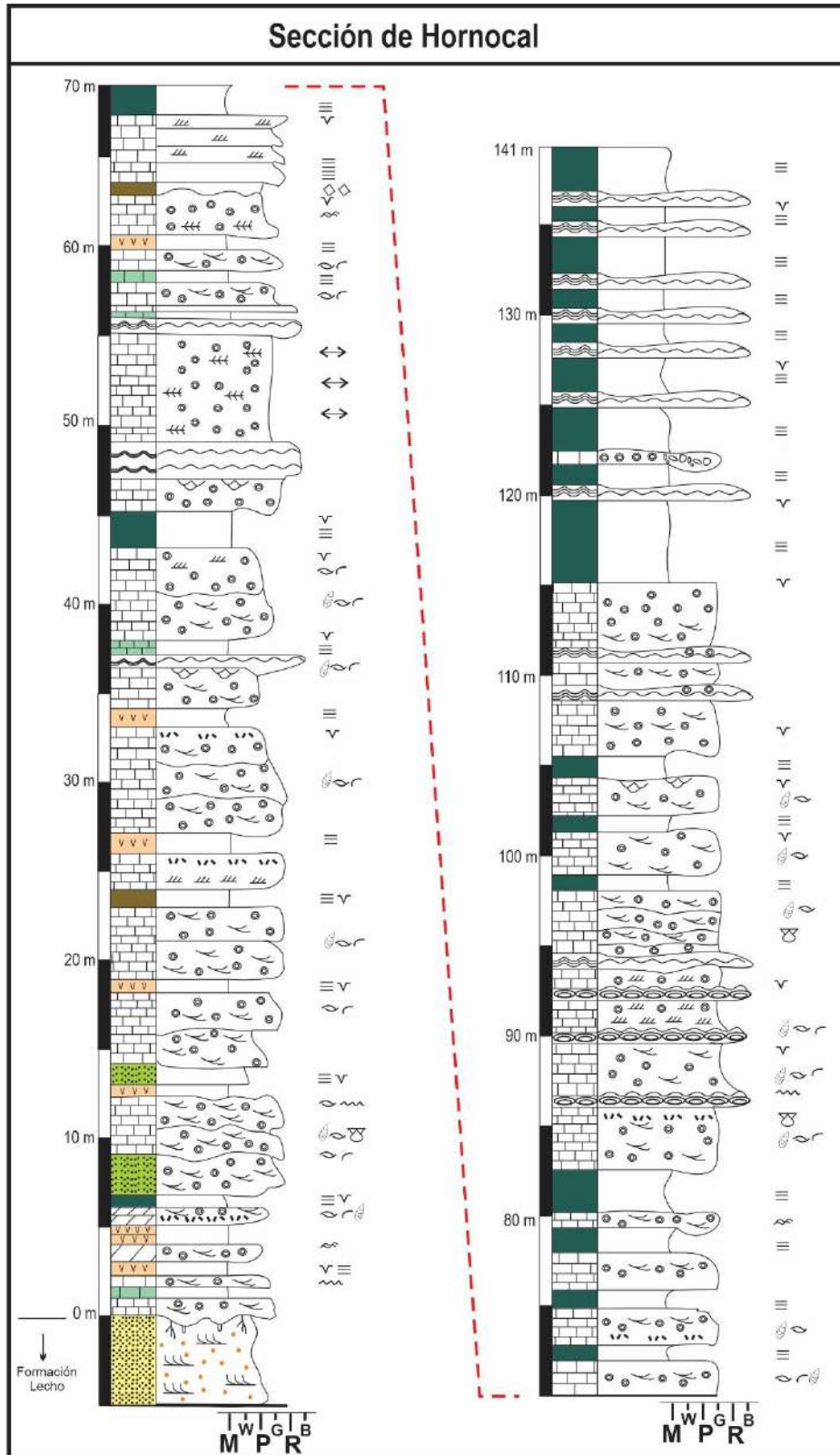


Figura 4.11. Sección estratigráfica de la Formación Yacoraite levantada sobre el flanco izquierdo del pliegue de Hornocal. Las referencias de la imagen se encuentran en la Fig. 4.1.

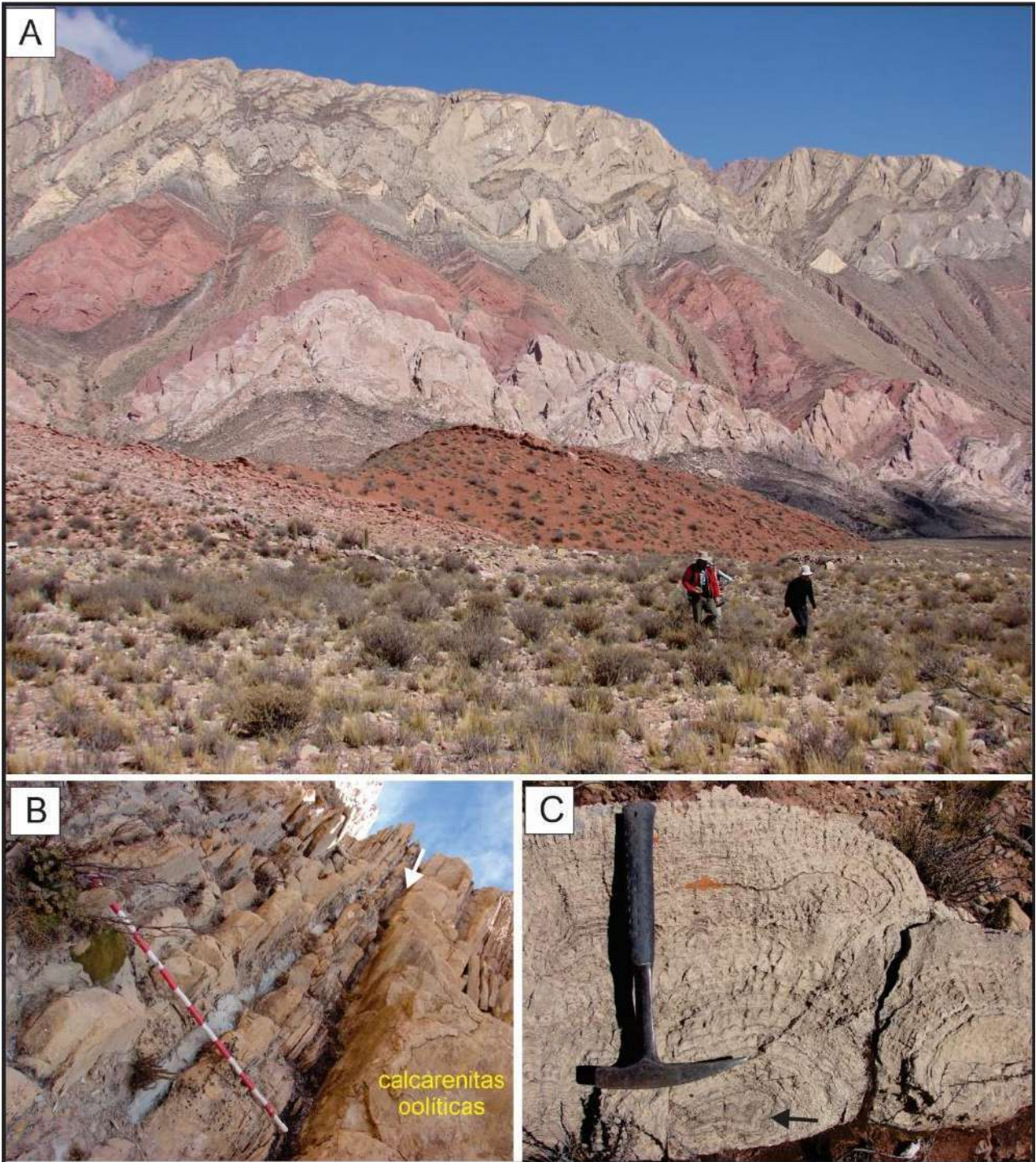
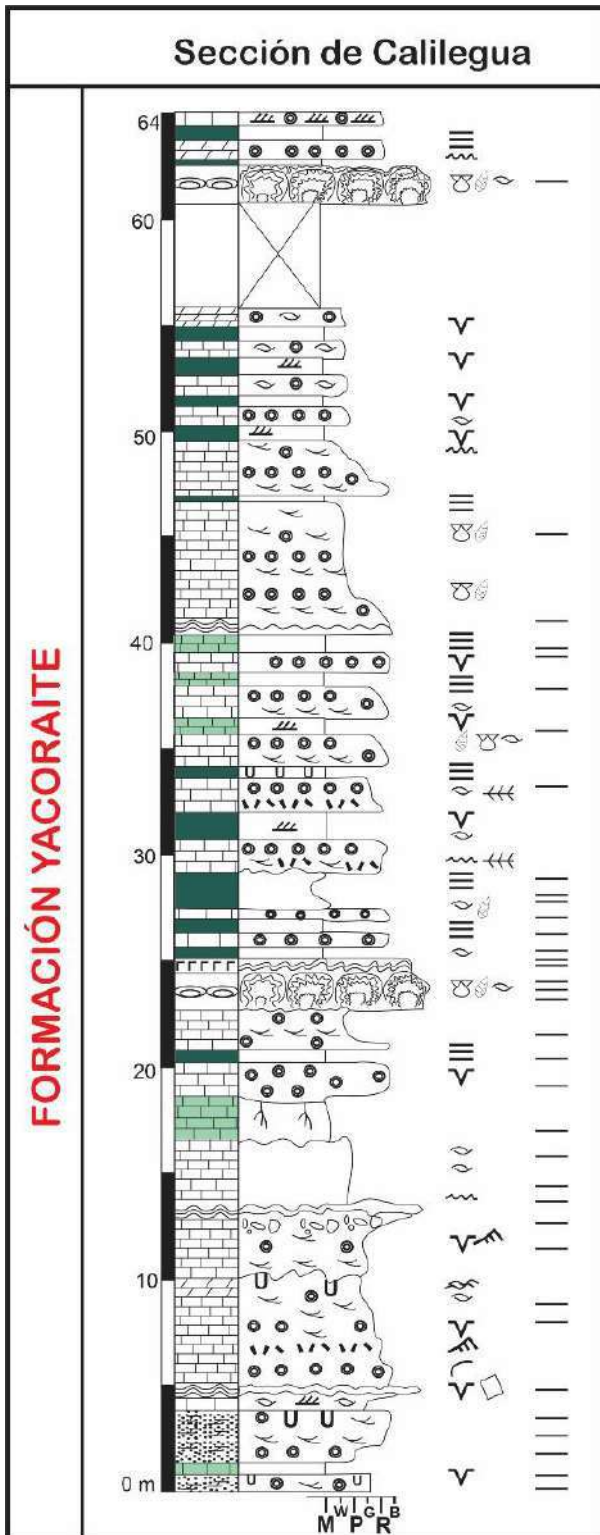


Figura 4.12. A. Vista panorámica al este del sinclinal de Hornocal. B. Niveles tabulares de calcarenitas típicas de la Formación Yacoraité intercaladas con fangos calcáreos (flecha blanca). En el centro de la imagen resalta un nivel tabular blanco grisáceo de toba mapeable a lo largo de todo el perfil. C. Estromatolitos dómicos con núcleos oncoïdales a partir del cual se desarrollan (flecha negra).

4.2.6. Sección de Calilegua



La columna estratigráfica de la Formación Yacoraite (Fig. 4.13) se llevó a cabo en la sierra de Calilegua, ubicada entre las Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara, específicamente dentro del Parque Nacional Calilegua. Se midieron 65, 3 m de espesor, con algunas partes cubiertas por la espesura selvática de la región. La sierra de Calilegua constituye geológicamente, un sistema de corrimientos angostos, ubicado entre las Sierras Subandinas de piel fina desarrolladas al N y NE, y la inversión tectónica del Rift del Cretácico del Sistema de Santa Bárbara ubicado al S-SE. Las estructuras principales son los anticlinales de la sierra de Calilegua y del Yacimiento Caimancito, separados por el sinclinal Los Berros (Hernández et al., 1989; Vergani y Grosso, 2008; Grosso et al., 2011; Rocasalvo et al., 2011). Aquí afloran rocas de edad Paleozoica Inferior de los Grupos Mesón y Santa Victoria, seguidos en discordancia por la Formación Lipeón del Silúrico-Devónico. En neta discordancia yacen los sedimentos del Grupo Salta, particularmente las Formaciones Yacoraite y Mealla.

En el río Jordan, no se pudo establecerse fehacientemente la relación de base de la Formación Yacoraite con la unidad infrayacente (Fig. 4.13). Los depósitos calcáreos de color blanquecino a amarillento bien estratificados corresponden a calizas de grano grueso, medio y fino, calizas cristalinas, calizas dolomíticas, estromatolitos y mudstones verdosos. La geometría externa de los cuerpos sedimentarios es

tabular con base y techo planos, con espesores que varían entre 20 y 70 cm. La secuencia inicia con calcarenitas oolíticas muy arenosas con estructuras sedimentarias cruzadas en artesas y paralela, intercalados con niveles de tobas blanquecinas a grises.

Figura 4.13. Perfil estratigráfico realizado sobre el camino del Parque Nacional Calilegua y la quebrada del río Jordan. Las referencias de la imagen se encuentran en la Fig. 4.1.

En la base de las mismas, es común observar niveles de conglomerados intraclásticos. Por encima, se intercalan bancos de areniscas calcáreas finas con laminación ondulítica y *hummocky* y pelitas verdes bien laminadas, que hacia el tope muestran rasgos de exposición subaérea, tales como grietas de desecación. A partir de los 25 m, los estromatolitos se hacen presentes con morfologías planares, cóncavas coalescentes y aisladas, dentro de facies más granulares (Fig. 4.14). La secuencia continúa con calcarenitas que indican bidireccionalidad (*herring-bone*). Un poco más arriba también se encuentran niveles de ~ 1.5 m de calcarenitas con estructuras sigmoidales. Los últimos 15 m están formados por de intercalaciones de calcarenitas dolomíticas entre calcipelitas amarillas ocre y pelitas siliciclásticas verdes y negras con laminación paralela dispuestos en bancos tabulares de no más de medio metro de espesor.

La relación de techo con la Formación Mealla es completamente transicional, siendo ésta eminentemente pelítica. En sus 10 primeros metros, presenta frecuentes intercalaciones de arenas finas con laminación paralela y ondulítica junto a pelitas verdes y moradas.

Cabe destacar que la Formación Yacoraite, aunque más en el ámbito de la subcuenca Lomas de Olmedo, tiene gran importancia como reservorio y roca generadora en la prospección de hidrocarburos, comportándose en algunos lugares como un verdadero sistema petrolero, es decir, roca madre-reservorio-trampa. En el Yacimiento Caimancito (subcuenca Lomas de Olmedo), la Formación Yacoraite se encuentra a 4000 m de profundidad y está compuesta por carbonatos naturalmente fracturados que constituyen el principal reservorio (Grosso et al., 2013). El Miembro Las Avispas ("miembro superior" de la Formación Yacoraite de acuerdo a Hernández et al., 1989), es la sección con más datos de corona y mejor conocida de la Formación Yacoraite en el yacimiento, el cual alcanzó a producir 6000 m³ al día. Este campo es el más importante de petróleo en la cuenca cretácica acumulando la mitad del petróleo de la misma.

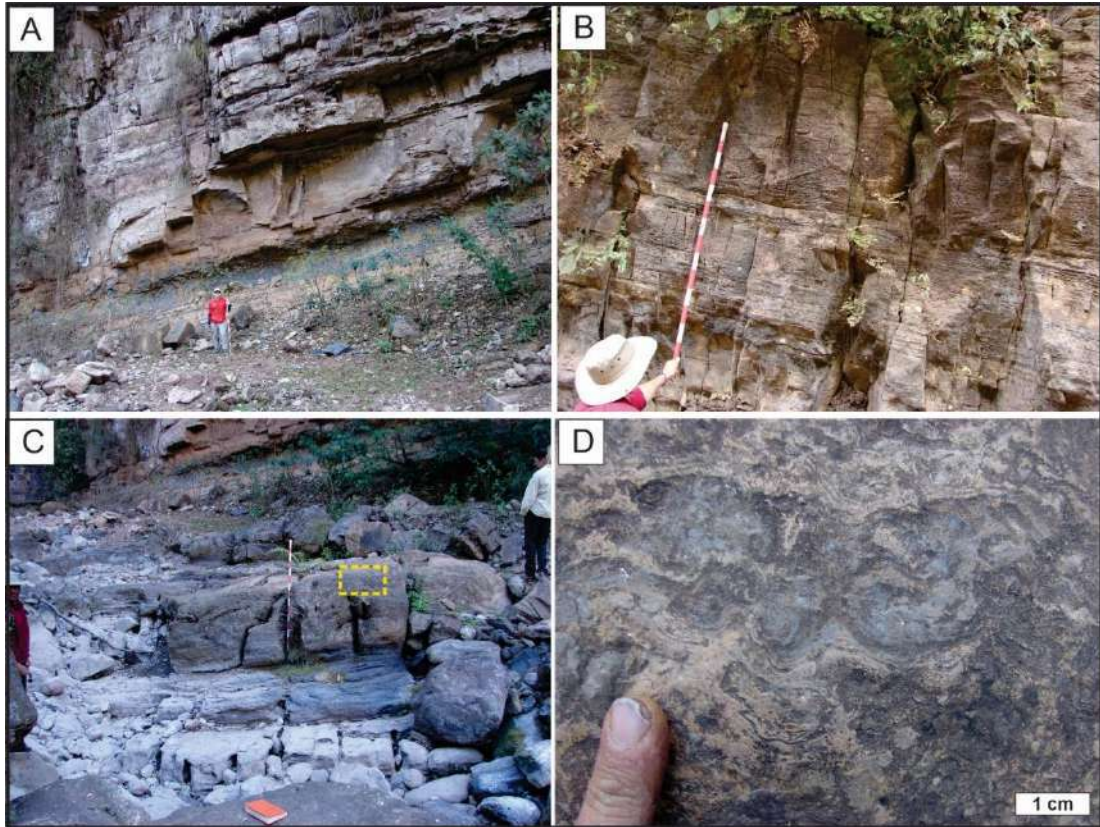


Figura 4.14. A. Sección de Calilegua con afloramientos de la Formación Yacoraité en la quebrada del río Jordan. Calcarenitas con intercalaciones de pelitas verde oscuras. B. Paquetes de gran espesor de calcarenitas oolíticas con estratificación *herring-bone*. C. Bancos de estromatolitos tabulares dómicos D. Detalle de la morfología interna de los estromatolitos con fábricas coagulares de color oscuro parcialmente silicificados.

CAPÍTULO 5: PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA

5.1. Composición mineralógica

Los estudios mineralógicos por difracción de rayos X (DRX) en roca total están resumidos en la tabla 5.1 donde se muestran las fases minerales más frecuentes y en las Tablas A1 y A2 en el apartado de anexos (Anexo 1).

Las fases minerales identificadas principalmente son calcita, dolomita, calcita magnesiana y cuarzo. Otras fases reconocidas son los feldespatos, tanto potásicos como plagioclasas, y minerales del grupo de las micas y arcillas. En las muestras analizadas, correspondientes a la sección de Yavi y en particular a las muestras del miembro calcáreo basal del Espinazo del Diablo, la calcita aparece con mayor frecuencia mientras que el cuarzo disminuye hacia la parte superior de este primer miembro. Esta covariación se corresponde con el análisis petrográfico realizado (ver sección 5.2) y estaría relacionada con la instalación de la fábrica carbonática al inicio de la depositación de la Formación Yacoraite. Con respecto a la dolomita y a la calcita magnesiana han sido identificadas en ambos perfiles y están asociadas a facies de calcarenitas oolíticas-bioclásticas y estromatolitos domales. La ankerita ha sido identificada en algunos niveles del Espinazo del Diablo y Yavi, donde la dolomita está ausente, aunque no se descarta que podría tratarse de dolomita ferrosa. La aragonita fue reconocida en la base de la sección de Yavi (muestra Y1-5), tanto por tinción como por difracción de rayos X, y podría reflejar la composición primaria de la roca (Fig. 5.1). El yeso es un constituyente menor en la subcuenca de Tres Cruces y ha sido identificado en la sección de Hornocal, asociado a calcita formando agregados.

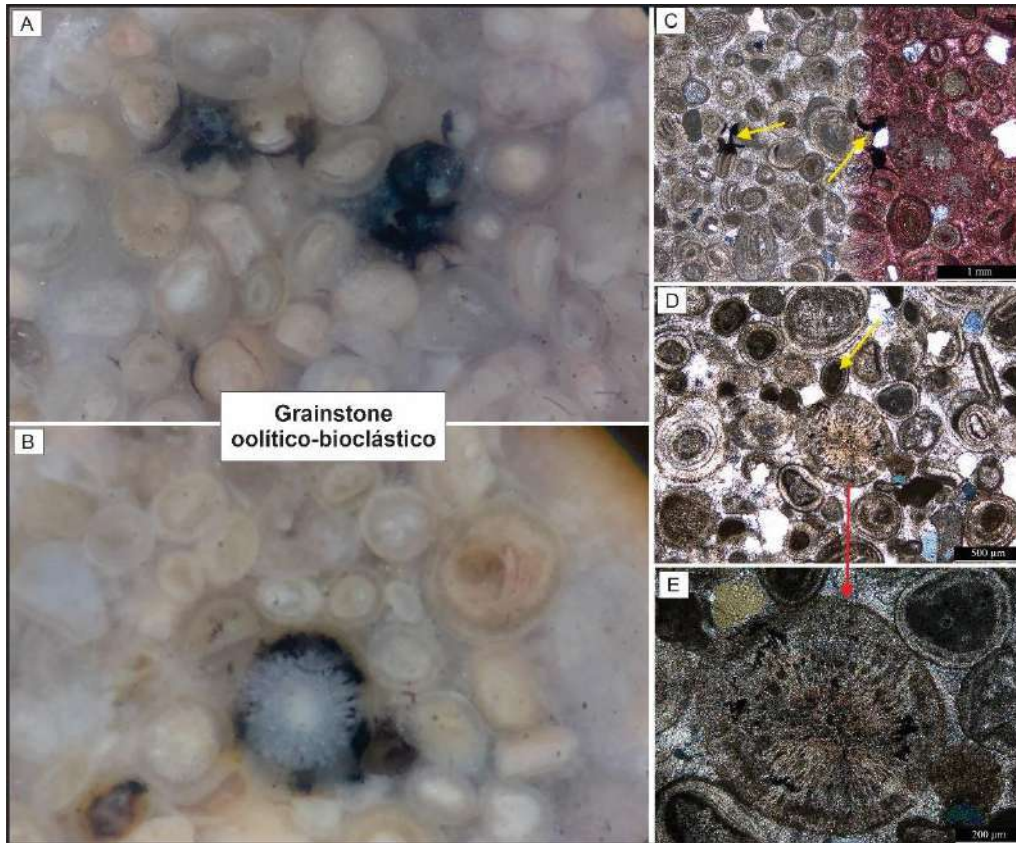


Figura 5.1. A-B. Pastilla pulida y teñida con solución de Feigl en color negro (mezcla de sulfato de plata y manganeso disuelta en agua destilada) en un grainstone proveniente de la sección de Yavi. La tinción se localiza principalmente en los bordes de los granos y de manera selectiva, sobre la corteza de los ooides, mientras que algunos granos se encuentran totalmente teñidos. **C-E.** Microfotografías correspondientes a la misma pastilla pulida A y B. **C.** Bordes de partículas teñidos. **D.** Núcleos de ooides y corteza teñidos. **E.** Detalle de D.

Los feldespatos presentes son albita, ortoclasa y microclino, y están asociados a facies mixtas y silicoclásticas. La presencia de algunos filosilicatos como micas y arcillas, posiblemente aquellos del grupo de las esmectitas (montmorillonita), se interpretan como productos de meteorización química. Además, se han identificado en algunas muestras illita/micas marcadas por el pico de 4.5 Å (Fig. 5.2), sin descartar que algunos picos señalan la existencia de glauconita, en especial en varias muestras del miembro calcáreo basal del Espinazo del Diablo. Sin embargo, esto no se ha constatado fielmente para lo cual es necesario realizar un análisis de muestra orientada para determinar su presencia.

En algunas muestras se ha identificado la presencia de zeolitas, en particular analcima. Las zeolitas autógenas se forman generalmente a partir de la alteración química de material volcánico, siendo los vidrios volcánicos de composición ácida intermedia los materiales más propicios para originar zeolitas (por ejemplo, Chamley, 1989). La zeolitización explica la presencia de analcima en algunas muestras de la Formación Yacoraite (muestras 17ED156, 17ED157 y DAT-3).

Tabla 5.1. Composición mineralógica en muestras provenientes de las localidades de Espinazo del Diablo y Yavi (Anexo 1). Las muestras de la Formación Yacoraité se describen desde la base al techo.

| Muestra | Descripción | Fases |
|------------------------------------|---|--|
| Sección Espinazo del Diablo | | |
| 17 ED-1 | cuarzoarenitas limosas | cuarzo, feldespato potásico |
| 17ED-2 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | cuarzo, feldespato potásico, calcita, dolomita, |
| 17ED-4 | grainstones bioclástico-oolítico arenoso | calcita, dolomita, cuarzo, feldespato potásico |
| 17ED-13 | grainstones oolítico-peloidal arenoso | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo, feldespato potásico |
| 17ED-16 | grainstones oolítico arenoso | calcita, dolomita, cuarzo, feldespato potásico |
| 17ED-22 | grainstones oolítico intraclástico | calcita, cuarzo, feldespato potásico, illita/micas |
| 17ED-44 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-47 | cuarzoarenitas limosas | cuarzo, illita/micas, arcillas |
| 17ED-48 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | calcita, cuarzo, illita/micas, arcillas |
| 17ED-52 | pelitas limo-arcillosas calcáreas | calcita, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-67 | pelitas limo-arcillosas calcáreas | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-101 | wackstones bioclástico-peloidal | calcita, calcita-Mg, cuarzo, illita/micas |
| 17ED-102 | wackstones bioclástico arenoso | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-117 | grainstones oolítico-bioclástico | calcita, calcita-Mg, cuarzo |
| 17ED-121 | calcipelita limosa | calcita, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-128 | cuarzoarenitas limosas | cuarzo, illita/micas, arcillas |
| 17ED-135 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | calcita, cuarzo, feldespato potásico, illita/micas, arcillas |
| 17ED-156 | calcipelita limosa laminada | calcita, cuarzo, plagioclasa, illita/micas, arcillas |
| 17ED-157 | calcipelita limosa laminada | calcita, cuarzo, plagioclasa, illita/micas, arcillas |
| 17ED-158 | calcipelita limosa laminada | calcita, plagioclasa, illita/micas, arcillas |
| 17ED-200 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | cuarzo, feldespato potásico |
| 17ED-202 | cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo | cuarzo, feldespato potásico, illita/micas, arcillas |
| 17ED-211 | boundstones microbiales micro-dómicos | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| 17ED-212 | grainstones oolítico arenoso | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas, arcillas |
| 17ED-213 | grainstones oolítico arenoso | calcita, calcita-Mg, cuarzo, plagioclasa, illita/micas |
| Sección Yavi-1 | | |
| Y1-4 | grainstones oolítico-peloidal arenoso | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo, feldespato potásico |
| Y1-5 | grainstones oolítico arenoso | calcita, dolomita, aragonita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-6 | grainstones oolítico intraclástico | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-7 | grainstones-packstones oolítico intraclástico | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-8 | grainstones oolítico | calcita, dolomita, calcita-Mg |
| Y1-9 | boundstones microbiales micro-dómicos | calcita, dolomita, calcita-Mg |
| Y1-10 | grainstones oolítico intraclástico | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-12 | rudstones-grainstones bioclásticos | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-13 | boundstones microbiales micro-dómicos | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y1-17 | boundstones microbiales micro-dómicos | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo |
| Sección Yavi-3 | | |
| Y3-4 | grainstones-packstones oolítico intraclástico | calcita, dolomita, calcita-Mg, cuarzo, feldespato potásico |
| Y3-5 | grainstones-packstones oolítico | calcita, dolomita, calcita-Mg |
| Y3-6 | floatstones bioclástico | calcita, dolomita, calcita-Mg |
| Y3-7 | boundstones microbiales micro-dómicos | calcita, dolomita, cuarzo |
| Y3-8 | grainstones oolítico-peloidal-intraclástico | calcita, calcita-Mg, cuarzo, feldespato potásico, illita/micas, arcillas |
| Y3-9 | grainstones oolítico | calcita, cuarzo, illita/micas, arcillas |
| Y3-14 | grainstones oolítico | calcita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y3-15 | pelitas limo-arcillosas calcáreas | calcita, cuarzo |
| Y3-16 | grainstones oolítico | calcita, calcita-Mg, cuarzo |
| Y3-17 | cuarzoarenitas limosas | cuarzo, illita/micas, arcillas |

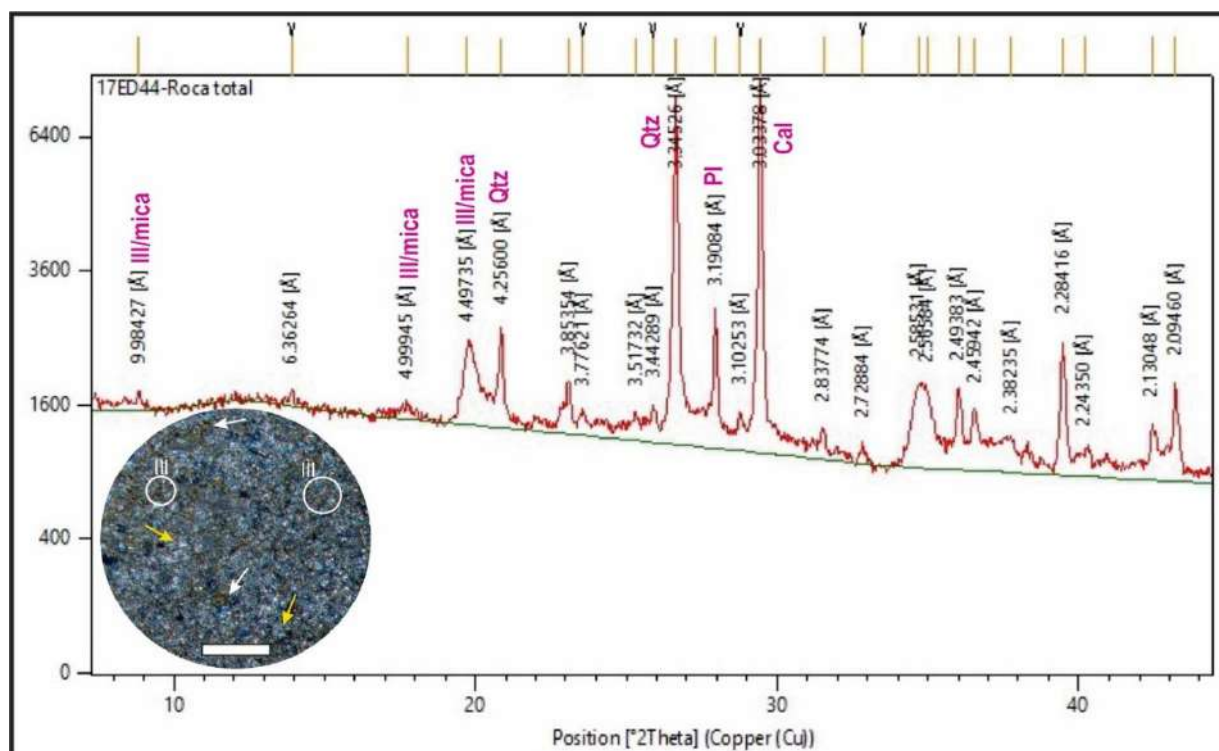


Figura.5.2. Difractograma de una cuarzoarenita con cemento calcáreo de grano muy fino del miembro calcáreo inferior de la sección Espinazo del Diablo. En la microfotografía se han marcado los sitios donde aparecen las micas (III) con mayor potencial para hacer estudios posteriores para identificar el tipo de mica (particularmente glauconita). Los minerales con colores marrones a rojizos (flecha blanca) son micritas formando parte del cemento, aunque también hay cristales de calcita de mayor tamaño (señaladas por flechas amarillas). Barra blanca: 200 μ m.

5.2. Microfacies

5.2.1. Mudstones micríticos homogéneos

Mudstones grises medios a oscuros, con una estructura masiva a sutilmente laminada de grano muy fino (Fig. 5.3.A-D). Los mudstones en general, presentan espesores que varían entre 1 y 10 cm, los mayores valores llegan a 50 cm. Algunas veces esta microfacies está formada casi exclusivamente por micrita sin aloquímicos y muestra entonces una textura muy homogénea (Fig. 5.3.A, C). De manera subordinada, puede haber algo de contenido silicoclástico como illita/micas o granos de cuarzo tamaño limo. El grado de bioturbación es variable, se pueden reconocer estructuras verticales que cortan la roca, de 3 a 6 mm de profundidad con diámetros de 2 mm. Ocasionalmente están rellenas de microesparita y granos detríticos que al microscopio se observan texturas microgranulares caóticas (Fig. 5.3.C). Se intercalan junto a calcipelitas laminadas, *wackstones-packstones* bioclásticos y pueden formar bandas dentro de microfacies más granulares tipo *grainstones*.

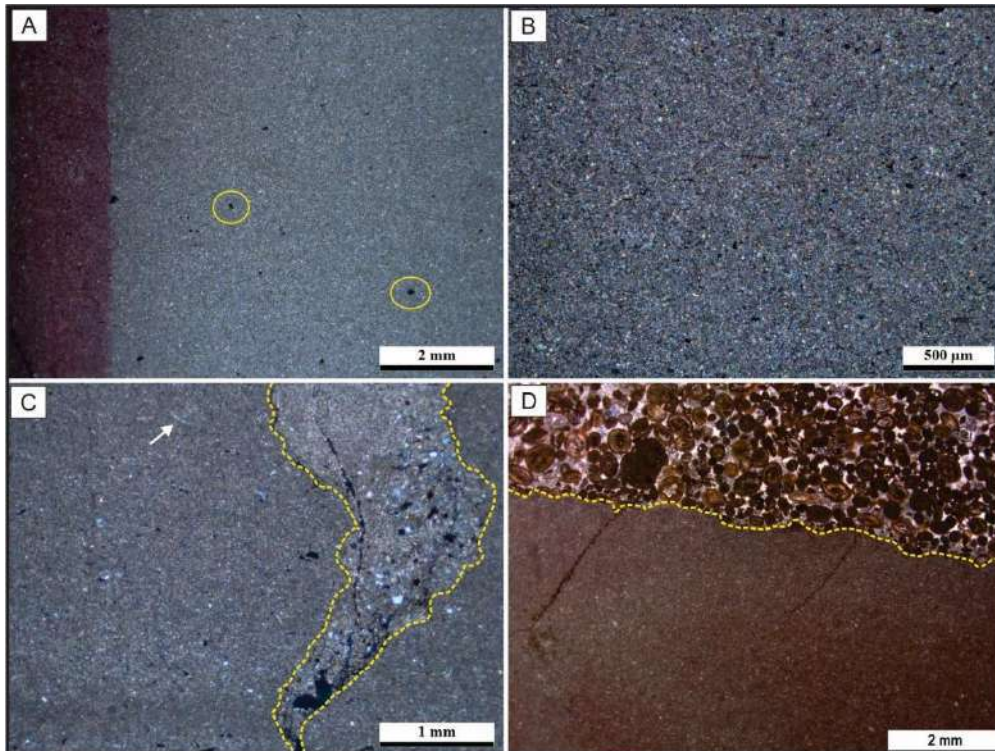


Figura 5.3. *Mudstones* micríticos homogéneos. **A.** Corte delgado teñido con Alizarina (izquierda) denotando su composición calcítica. Los círculos amarillos muestran espacios vacíos que probablemente estuvieron ocupados por bioclastos (ostrácodos). **B.** Detalle de A, además del fango calcáreo puede haber diseminados opacos y óxidos de hierro. **C.** *Mudstone* bioturbado. Nótese el carácter más grumoso hacia la parte inferior de la imagen. La flecha blanca muestra la presencia de delgadas valvas de bioclastos, ostrácodos. **D.** Superficie erosiva que separa un *mudstone* de un *grainstone* oolítico-biolástico peloidal con intraclastos dispersos. Los bioclastos corresponden a ostrácodos parcialmente micritizados. Los intraclastos y peloides tienen un carácter micrítico grumoso.

5.2.2. *Mudstones* laminados

Mudstones grises oscuros a marrones bien laminados (Figs. 5.4. A-F), dispuestos en bancos delgados, con espesores que no superan los 50 cm, siendo más común que midan entre 5 y 20 cm. La laminación es de grano muy fino, paralela o cruzada, se compone de una alternancia de láminas milimétricas de colores más claros formadas por microesparita y en menor medida, material terrígeno de grano muy fino (limo). Las bandas de colores oscuros se deben a la presencia de micrita de carácter micropeloidal y grumosa densa. Es probable que en algunas muestras la matriz este entremezcla con materia orgánica, que también aparece relleno espacios vacíos. En algunos casos, no contienen bioclastos reconocibles. Sobre el tope de las bandas más gruesas es posible reconocer pequeñas ondulaciones, posiblemente debidas a retrabajo del oleaje (Fig. 5.4. A y B). Se observan, además, distintas estructuras afectando esta microfacies como: estructuras en forma de “U” rellenas por microesparita, granos terrígenos, peloides, incluso alojan intraclastos de *mudstones* (Fig. 5.4. D) y estructuras con forma de tubos de menor diámetro, con contactos netos y rellenas por cuarzoarenitas con cemento micrítico (Fig. 5.4. D y F). Además, hay otras estructuras con forma de tubos verticales que cortan la laminación,

fuertemente deformadas, similares a estructuras en forma de pliegues ptigmáticos (Fig. 5.4. E). Los *mudstones* laminares se intercalan con *mudstones/dolomudstones* microbialíticos, pelitas y arenitas epiclásticas entre paquetes de *packstones* y *grainstones* oolíticos.

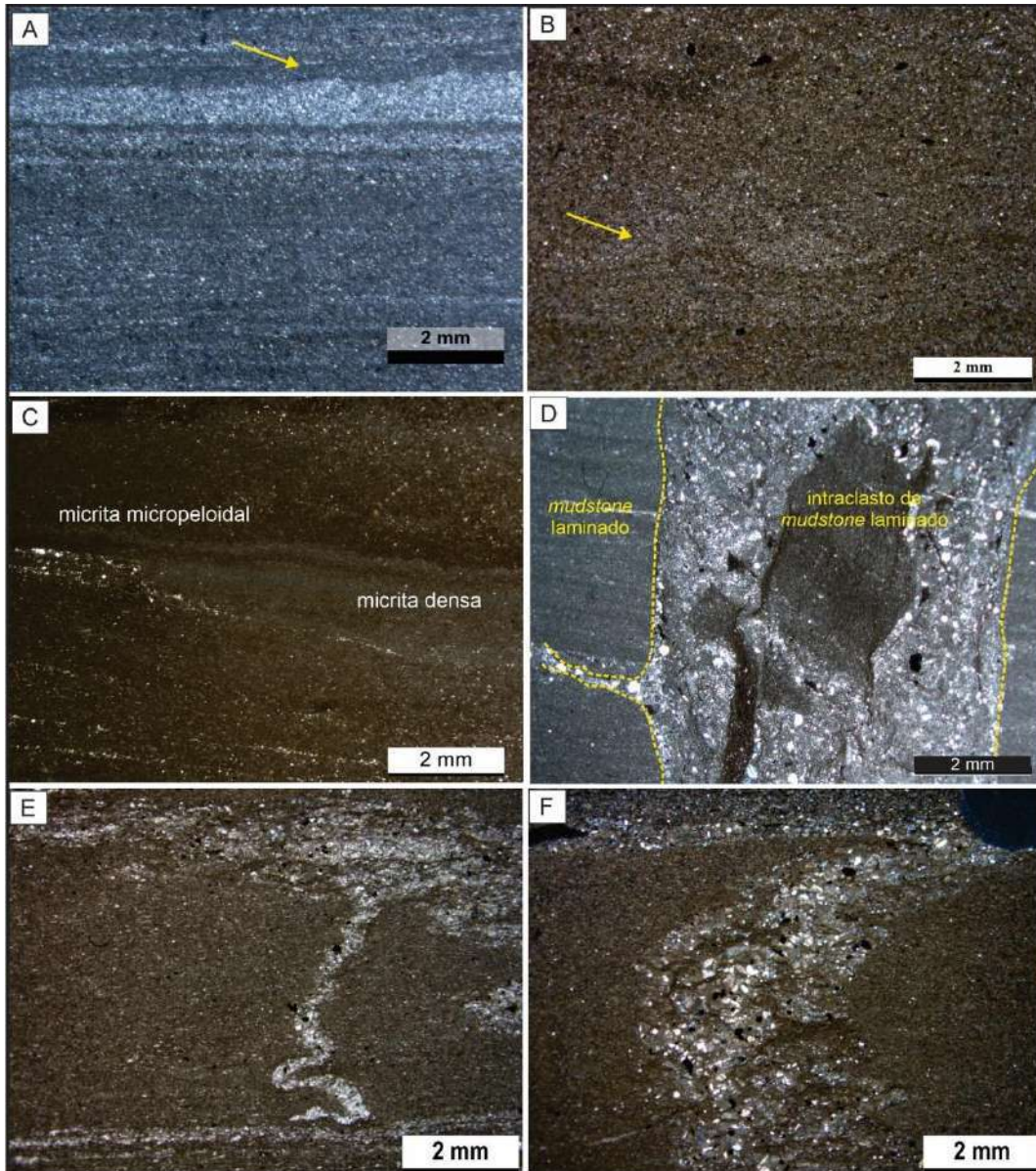


Figura 5.4. *Mudstones* laminados. **A-B.** *Mudstones* laminados con bandas más gruesas que hacia la parte superior muestran ondulaciones. **C.** Laminación cruzada de bajo ángulo marcada por una alternancia entre laminas oscuras de micrita micropeloidal y densa. **D-F.** Estructuras verticales que cortan la laminación paralela tornándola difusa. Nótese el relleno interno con intraclastos de gran porte en una matriz de grano grueso formado por material terrígeno, fragmentos de bioclastos y granos micríticos. **E.** Pliegues ptigmáticos. El relleno de estos tubos es de material limoso y arenoso, con algunos opacos dispersos. **F.** Estructura curvada con el mismo tipo de relleno que E, pero con mayor tamaño. Estas estructuras constituyen evidencias de la fuerte compactación sufrida por la unidad.

5.2.3. *Mudstones* a *wackstones* laminados bioclásticos

Esta microfacies está formada por láminas submilimétricas de color amarillo ocre a marrón pudiendo alcanzar 1 a 2 mm de espesor, con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (Fig. 5.5. A y B). Los bioclastos son ostrácodos tanto articulados como desarticulados (> 20 al 40%) y escasos peloides (Fig. 5.5. A-E). Los ostrácodos, tienen sus valvas dispuestas tanto en posición cóncava como convexa, generalmente son valvas muy finas cuando están desarticulados, producto de corrientes oscilatorias que mueven material enérgicamente o ser productos de acumulaciones por tormentas (Fig. 5.5. C). Se encuentran moldes de los ostrácodos con relleno de microesparita, o un único cristal de calcita (Fig. 5.5. D-E). En ocasiones, se observa laminación difusa producto de la bioturbación que afecta algunos niveles y genera una mezcla de componentes, como se puede ver en la Fig. 5.5. D y E. Se encuentran intercaladas con *mudstones* laminares y *wackstones* bioclásticos gradados y *grainstones* oolíticos.

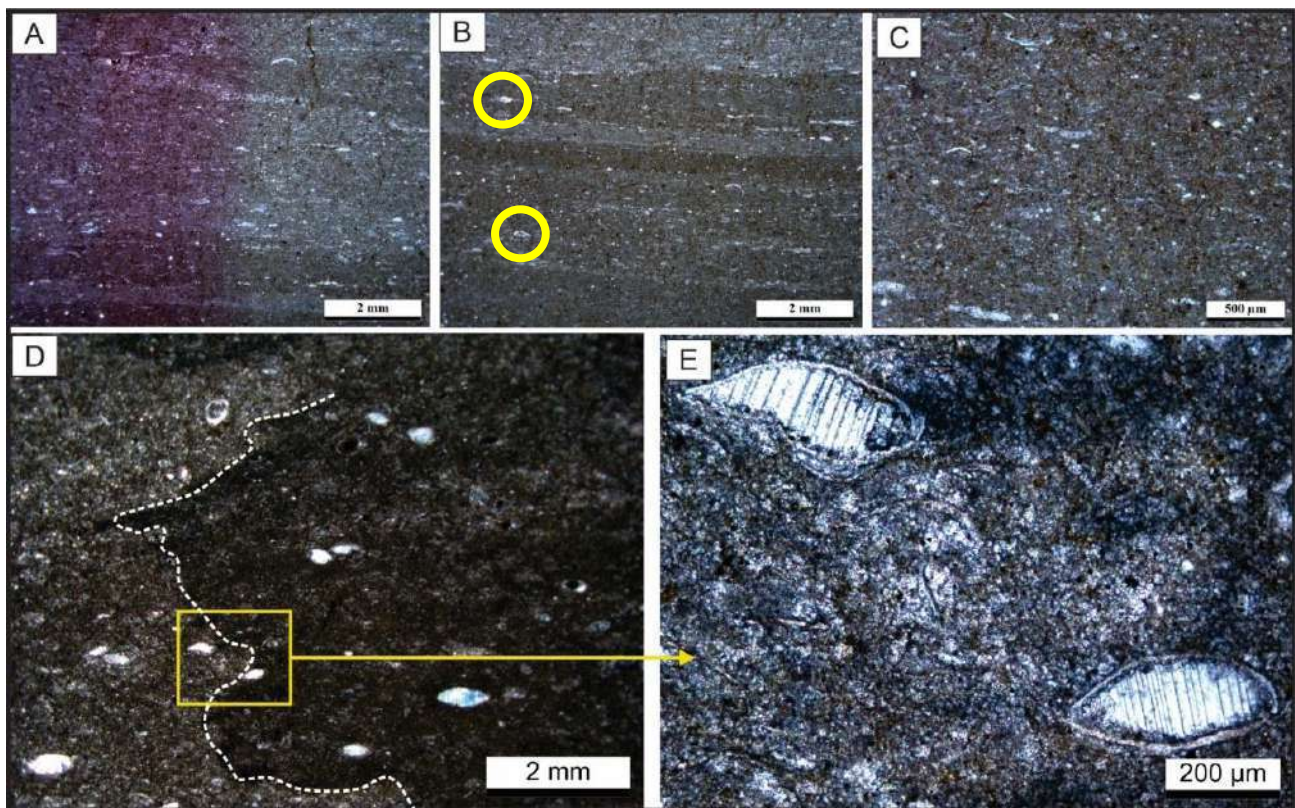


Figura 5.5. *Mudstones* a *wackstones* laminados con ostrácodos. **A.** Sección delgada teñida con Alizarina mostrando la composición calcítica. **B.** En la parte inferior se reconocen laminaciones cruzadas de bajo ángulo, hacia arriba la laminación es paralela. **C.** Detalle de B, los ostrácodos se encuentran rotos y desarticulados. **D.** *Wackstones* bioturbados marcado por la línea punteada blanca. Los bioclastos predominantes son ostrácodos predominantemente desarticulados y escasos completos como es señalado en el borde izquierdo de la figura B. **E.** Detalle de D, el interior de los ostrácodos están reemplazados por un único cristal de calcita. Nótese que adentro de los ostrácodos y sobre la base se reconoce micrita peloidal, probablemente de origen microbial.

5.2.4. *Wackstones* bioclásticos

Esta microfacies constituye una variedad de la anterior y está formada por bandas ricas en ostrácodos de 3 a 5 mm de espesor (Figs. 5.4 y 5.5). En algunos *wackstones*, se reconoce gradación inversa, marcada por la acumulación de material micrítico producto de decantación con ostrácodos dispersos hacia la base de la capa (Figs. 5.6. A). En algunos cortes se puede reconocer diferentes rangos de tamaño y grosor de valvas de ostrácodos, que podrían indicar mezcla de individuos jóvenes y adultos o, la presencia de diferentes géneros (Fig. 5.6. B, C). Se reconocen variaciones granulométricas, en sentido vertical, pasando a un *mudstones* laminado o a *grainstones-packstones* bioclásticos (parte inferior de la Fig. 5.6. A). Es común que se intercalen con *mudstones* laminados, *wackstones-mudstones* bioclásticos, entre paquetes de *packstones-grainstones* bioclásticos y *grainstones-packstones* peloidales oolíticos.

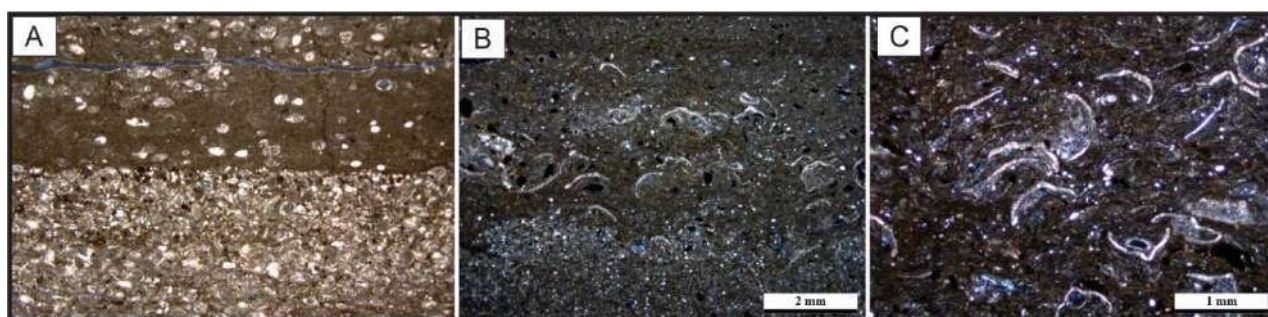


Figura 5.6. *Wackstones* bioclásticos con ostrácodos de diferentes tamaños. **A.** Alternancias grano-crecientes (parte media superior de la imagen) en *wackstones* bioclásticos formados casi exclusivamente por ostrácodos, indicando procesos de acumulación de material más grueso (bioclastos y peloides) y de decantación de sedimentos finos de manera recurrente. Nótese que en la parte inferior de la imagen el material aloquímico es igual al que se encuentra por encima, pero con textura tipo *grainstones*. **B-C.** Ostrácodos dispuestos en bandas inmersos en una matriz micrítica a microesparítica, junto a peloides, opacos y granos detríticos. **C.** Detalle de B. Los ostrácodos no presentan una orientación preferencial de sus valvas.

5.2.5. *Wackstones* laminados con pseudomorfos de halita

Son rocas de color rojizas a marrones oscuras, con laminación paralela formadas por láminas submilimétricas de micrita micropeloidal que incluyen cristales pseudomorfos de halita dispersos. Los cristales tienen tamaños que varían entre 200 y 500 μm y presentan formas rectangulares a subrectangulares e irregulares (Fig. 5.7. A-D). Se infiere que algunos cristales preservan un borde del mineral original mientras que los núcleos y/o ciertas zonas de los cristales salinos más susceptible a la disolución, incluso se observan algunos cristales con reemplazo completo por cristales anhedrales de calcita o dolomita (Fig. 5.7. C). La disolución y/o calcitización de la dolomita (a veces denominada "dedolomitización") es un fenómeno común, especialmente cuando el yeso o la anhidrita están experimentando disolución (aumentando así en gran medida las relaciones Ca/Mg y las concentraciones de sulfato en los fluidos de los poros) (Evamy, 1967; Tucker y Wright, 1990; Fu et al., 2008). Esta microfacies ha sido reconocida en el miembro calcáreo intermedio del

Espinazo del Diablo y está asociada a niveles de *boundstones* microbiales microcolumnares que tienen cristales de yeso, *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados y *grainstones* oolíticos-biolásticos.

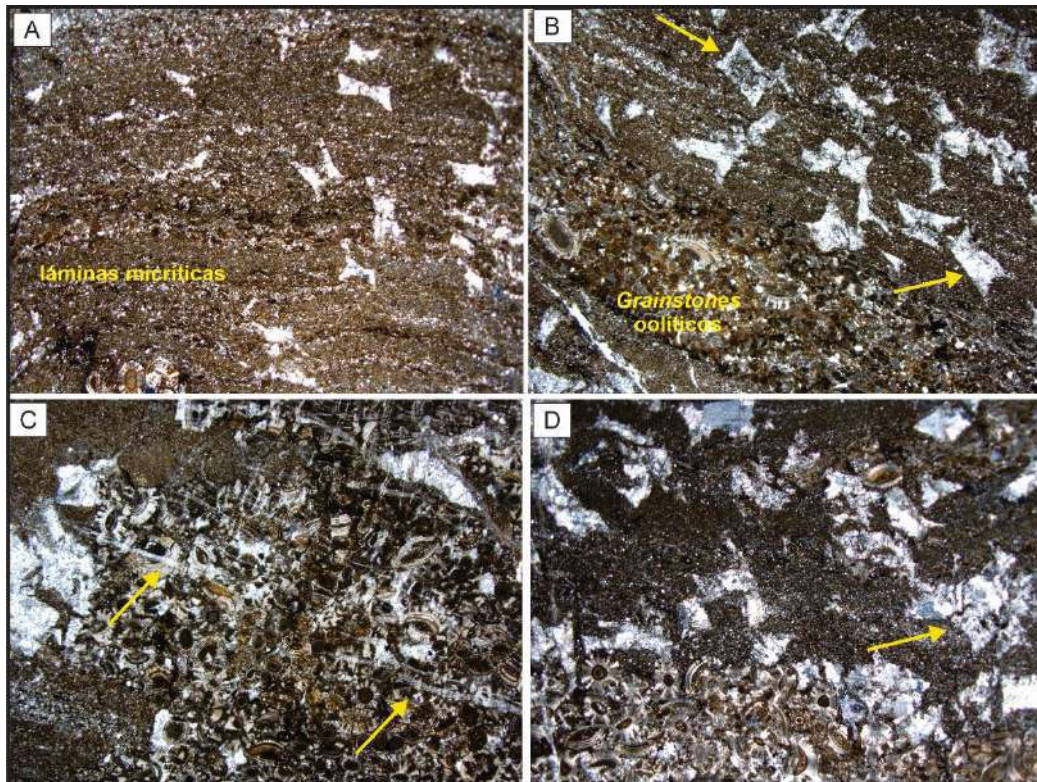


Figura 5.7. *Wackstones* laminados con pseudomorfos de halita. **A.** Láminas paralelas compuestas de micrita *clotted* conteniendo cristales de dolomita calcificada. **B.** Estas texturas se intercalan con *grainstones* oolíticos, como se observan hacia la base de la capa. Las flechas amarillas muestran cristales con diferentes procesos de reemplazo. **C.** Fracturas con rellenos calcíticos que cortan a los *grainstones*. **D.** La flecha señala un cristal completamente formado por un mosaico de calcita.

5.2.6. *Packstones* laminados a crenulados bioclásticos

Son *packstones* laminados formados por más del 80% de ostrácodos, mayormente desarticulados y apilados unos sobre otros (buen grado de *stacking*), que le dan un aspecto de crenulación a la roca (Fig. 5.8. A-B). Informalmente, se pueden considerar verdaderas coquinas formadas por restos de conchillas cementadas, afectadas por un cierto grado de compactación. Se puede reconocer, además, foraminíferos (miliólidos) con sus cámaras rellenas por un mosaico microesparítico (Fig. 5.8. B). La matriz, cuando se puede identificar es micrítica, generalmente con tonalidades rojizas marrones a veces producto de la oxidación de minerales ferruginosos junto a granos dispersos de cuarzo tamaño limo fino y opacos (pirita). Esta microfacies es una variación de *wackstones* bioclásticos y están asociados a *mudstones* laminados y a *mudstones* a *wackstones* laminados con ostrácodos.

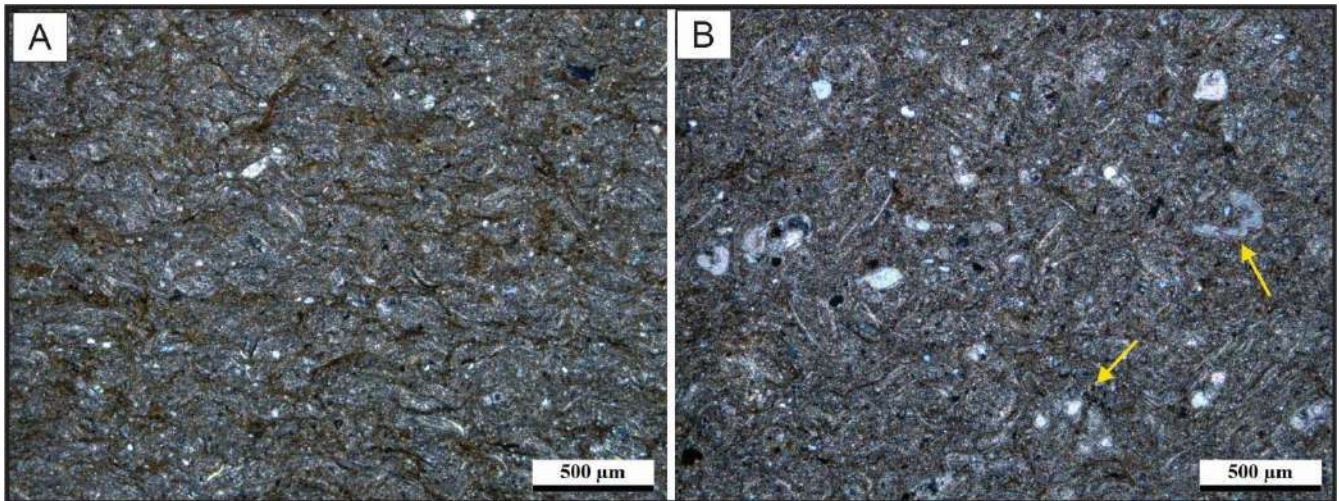


Figura 5.8. *Packstones* laminados a crenulados bioclásticos. **A.** Los bioclastos de ostrácodos se disponen unos encima de otros con buen grado de apilamiento (encaje) favoreciendo el carácter crenulado de esta microfacies. **B.** Detalle de A, se aprecian además de ostrácodos bioclastos de foraminíferos dispersos y rotos parcialmente disueltos, posteriormente rellenos con cemento esparítico.

5.2.7. *Grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos

Presentan una estructura bandeada grosera compuesta por peloides, bioclastos y menos frecuentes ooides e intraclastos (Fig. 5.9. A-D). Los peloides, con tamaño limo grueso a arena media, son subredondeados a redondeados y con buena selección y se encuentran dispersos o acumulados en sectores. Están formados por micrita densa gris oscuro, mientras que otros pueden tener algún tenor de óxidos de hierro y tener colores más rojizos (Fig. 5.9. A-C). Los ostrácodos son los bioclastos que priman en esta microfacies. Se encuentran articulados como desarticulados y es común que se presenten rellenos por esparita o microesparita, en el caso de los articulados. Cuando se disponen como valvas sueltas, no muestran una orientación preferencial y generalmente en sus concavidades se acumula material micrítico. Los intraclastos son escasos, compuestos por micrita densa con formas subredondeadas a irregulares (Fig. 5.9. D). Los ooides son muy escasos, son redondeados y están completamente alterados y reemplazados por microesparita. Su núcleo no se puede reconocer a simple vista, pero podrían haber sido de granos micríticos. En algunas muestras, se reconocen ciertas proporciones relativas de material terrígeno (entre 10 a 30%), mayormente formado por granos de cuarzo tamaño arena fina a limo (Fig. 5.9. D). Cuando se puede observar una textura *packstones*, la matriz es una micrita densa en la que se encuentran “flotando” los distintas partículas presentes en la roca. Así también, hay cemento microesparítico reemplazando granos y también relleno espacios vacíos. El cemento es microesparítico a esparítico de tipo mosaico granular de grano fino. Esta microfacies es una variación de los *grainstones* peloidales-bioclásticos con carófitas y se intercala con *grainstones* peloidales de grano fino y con microfacies ricas en material terrígeno (que incluyen cuarzo, feldespatos y micas).

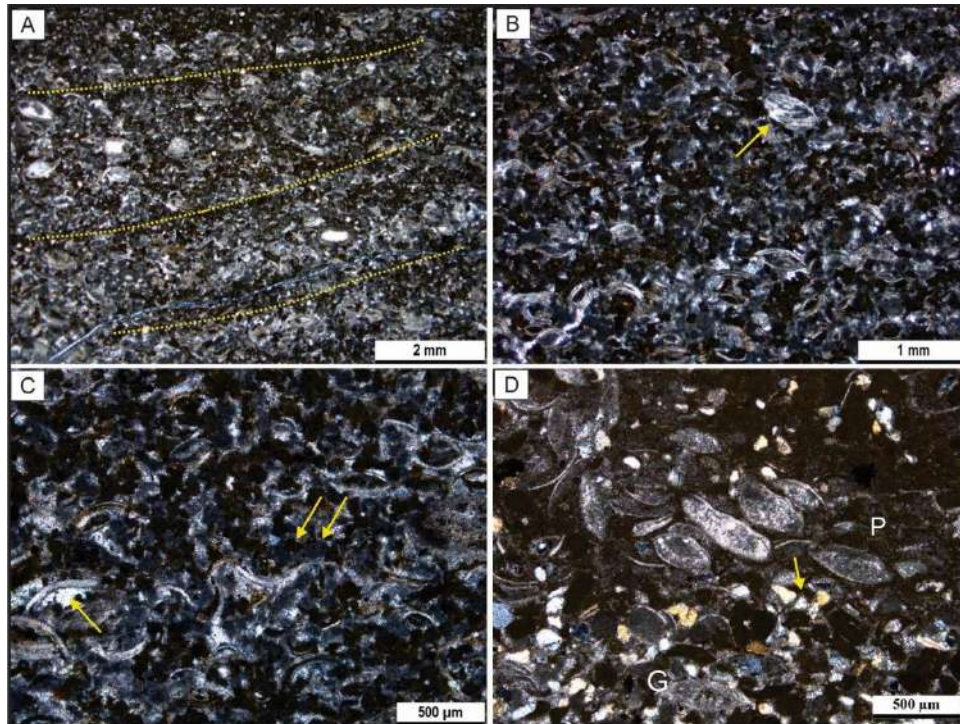


Figura 5.9. A. *Grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos, las líneas punteadas marcan las bandas que forman esta microfacies. Nótese que los ooides son escasos y con una corteza muy delgada. B. Bioclastos de ostrácodos (flecha amarilla) muy abundantes, con valvas bien preservadas. C. Detalle de A y B. Los peloides muestran dos texturas diferentes (flechas amarillas a la derecha de la figura), algunos de micrita densa gris oscuro y otros son prácticamente negros. Ciertas valvas, como la señalada por la flecha izquierda muestran porosidad tipo *shelter*. D. Bandas granulares (G) que alternan con las de textura packstones (P). En la parte central de la figura, una banda de 500 μm de espesor está formada por ostrácodos colapsados con reemplazos esparíticos. La flecha amarilla señala granos tamaño arena fina de cuarzo.

5.2.8. *Grainstones* peloidales-bioclásticos (con carófitas)

Presentan estructuras bandeadas groseras a caóticas (sin un ordenamiento aparente), formadas principalmente por bioclastos de ostrácodos, peloides, ooides y cortes de talos de carófitas (Fig. 5.10. A-C). Hay granos secundarios como intraclastos con texturas *mudstones* y en menor abundancia ooides. Los ostrácodos, pueden presentarse con las valvas completas o desarticuladas y/o fragmentadas, a veces se encuentran engrosadas (Fig. 5.10. C y D). Los ostrácodos muestran porosidad intrapartícula la cual es rellenada por un cemento microesparítico a esparita o el espacio vacío de la valva está rellenado por micrita. Los peloides, tienen dos poblaciones predominantes. La primera tiene buena redondez y selección, con tamaño entre 0,2 a 0,1 mm lo cual representa un tamaño arena fina. El segundo tipo de peloides presentan formas irregulares y elongados con tamaños entre 0,6 a 0,9 mm. que son tamaños arena gruesa. Los colores de estos granos pueden variar de marrones oscuros y claros a grises. Dentro de la matriz pueden estar dispersos, forman láminas o aglutinados formando parches de peloides (Fig. 5.10. B). Otros bioclastos reconocidos son los cortes de talos de carófitas y ocasionalmente oogonios. Estos se

encuentran bien preservados, con tamaños entre 200 y 500 μm . Su interior puede estar parcialmente reemplazado por microesparita y además contener algunos aloquímicos, principalmente peloides (Fig. 5.10. C). Los intraclastos presentes tienen formas irregulares con tamaños arena media a gruesa. Pueden tener una composición micrítica y homogénea o que contengan inclusiones de granos de cuarzos (Fig. 5.10.C). Los aloquímicos menos abundantes en esta microfacies son ooides, pero aparecen dispersos en la matriz, entremezclados con los demás granos carbonáticos y clásticos. Tienen microfábricas tangenciales, con cortezas crenuladas, núcleos simples formados por peloides o cuarzos y con formas irregulares, ovalados a subredondeados (Fig. 5.10. C). El contenido silicoclástico está representado por cuarzos principalmente, aunque pueden aparecer feldspatos y micas de grano fino. Los granos de cuarzos son subredondeados a redondeados, puede reconocerse en algunas muestras hasta dos poblaciones de tamaños distintas, una con tamaño limo fino a arenas finas y otra de arenas medias a gruesas. En esta microfacies, los granos muestran contactos tangenciales entre sí, estos pueden estar también partidos/rotos. Los granos están inmersos en un cemento esparítico a microesparítico, con escasa matriz micrítica. Esta microfacies puede ser una variación de la microfacies de *grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos y se asocian a *packstones* laminados a crenulados bioclásticos junto a variedades de *grainstones*; como *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-bioclásticos, *grainstones* oo-bio-intraclásticos entre otros.

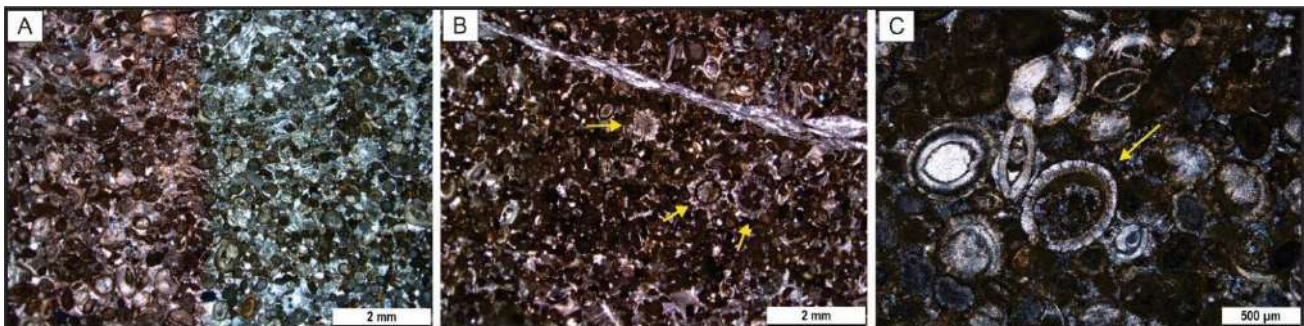


Figura 5.10. *Grainstones* peloidales-bioclásticos, caracterizada por la presencia de restos de carófitas. **A.** El lado izquierdo del corte está teñido con Alizarina, evidenciando una composición calcítica bien homogénea. **B.** Las flechas señalan diferentes secciones de las carófitas (cortes de talos y ogonios). Microfracturas rellenas por microesparita en la parte superior de la imagen. **C.** Detalle de un corte transversal de un talo de carófito rodeado de otros aloquímicos como ooides, peloides y algunos ostrácodos. La parte interna del talo esta parcialmente reemplazado y relleno con peloides y microesparita.

5.2.9. *Grainstones* peloidales de grano fino

Compuestas por peloides y algunos ooides rodeados por un cemento esparítico a microesparítico (Fig. 5.11. A-D). Los peloides están compuestos por micrita homogénea, a veces se puede reconocer textura grumosa. Estos, tienen formas generalmente subredondeadas a alargadas, con tamaños que varían alrededor

de 100 μm y con contactos puntuales entre sí (Fig. 5.11. A, B). Algunos peloides muestran recubrimientos superficiales y los escasos ooides que están presentes tienen como núcleos a peloides, por lo que su forma está condicionada por la forma del núcleo. Los ooides si bien, son escasos pueden desarrollar cortezas delgadas formadas por algunas láminas (Fig. 5.11. C, D). Estos *grainstones* se intercalan con *grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos, *wackstones* bioclásticos y *grainstones* peloidales-bioclásticos con carófitas.

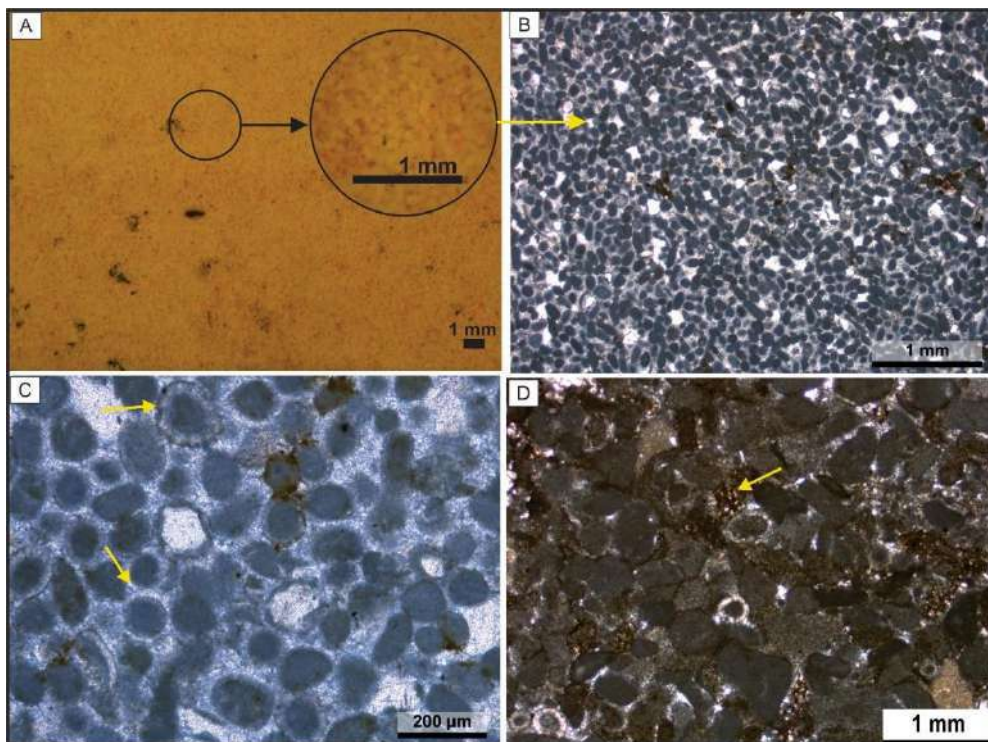


Figura 5.11. *Grainstones* peloidales de grano fino. **A.** Fotografía de una pastilla pulida vista en lupa. El círculo es un zoom del *grainstone* donde se puede ver que esta formado completamente por peloides. **B-D.** Microfotografías mostrando con diferentes aumentos del *grainstone* peloidal. **B.** *Grainstone* formado exclusivamente por peloides micríticos negros contenidos en un cemento microesparítico a esparítico. **C.** En detalle, se pueden reconocer algunos cementos drúsicos creciendo alrededor de los peloides, algunos de los cuales pueden ser considerados verdaderos ooides (flechas amarillas). Nótese que el cemento en general es microesparítico a esparítico. **D.** Los peloides tienen delgados *rims* (recubrimientos) oscuros. Nótese además del cemento microesparítico, un cemento granular rojizo dolomítico posterior (flecha amarilla).

5.2.10. *Grainstones* bioclásticos con ostrácodos

Grainstones bioclásticos finos amarillos ocres a grises con fragmentos esqueléticos de ostrácodos y gastrópodos junto a peloides con un arreglo caótico o con laminación difusa (Fig. 5.12.A-D). Los ostrácodos se encuentran en mayor medida articulados, con sus valvas parcialmente reemplazadas y rellenos con micrita peloidal oscura y microesparita. Los tamaños varían entre 200 y 500 μm , teniendo un

tamaño promedio de 300 μm (Fig. 5.12. B y C). Los gastrópodos se pueden identificar por sus diferentes secciones, generalmente se encuentran rellenos de micrita peloidal y valvas de ostrácodos. Presentan tamaños que varían entre 600 μm y 1 mm. Los peloides están compuestos por micrita densa oscura, se observan distribuidos de manera aleatoria o concentrados en sectores (Fig. 5.12. E). Generalmente son pequeños, con tamaños que varían entre 100 y 300 μm . Los cementos predominantes son esparita a microesparita en los espacios intergranular y micrita peloidal que ocluye las cavidades de los bioclastos. Microfracturas también están presentes en esta microfacies, rellenas con calcita microesparítica. Esta microfacies se intercala con *grainstones* oolíticos, *grainstones* peloidales de grano fino y *grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos.

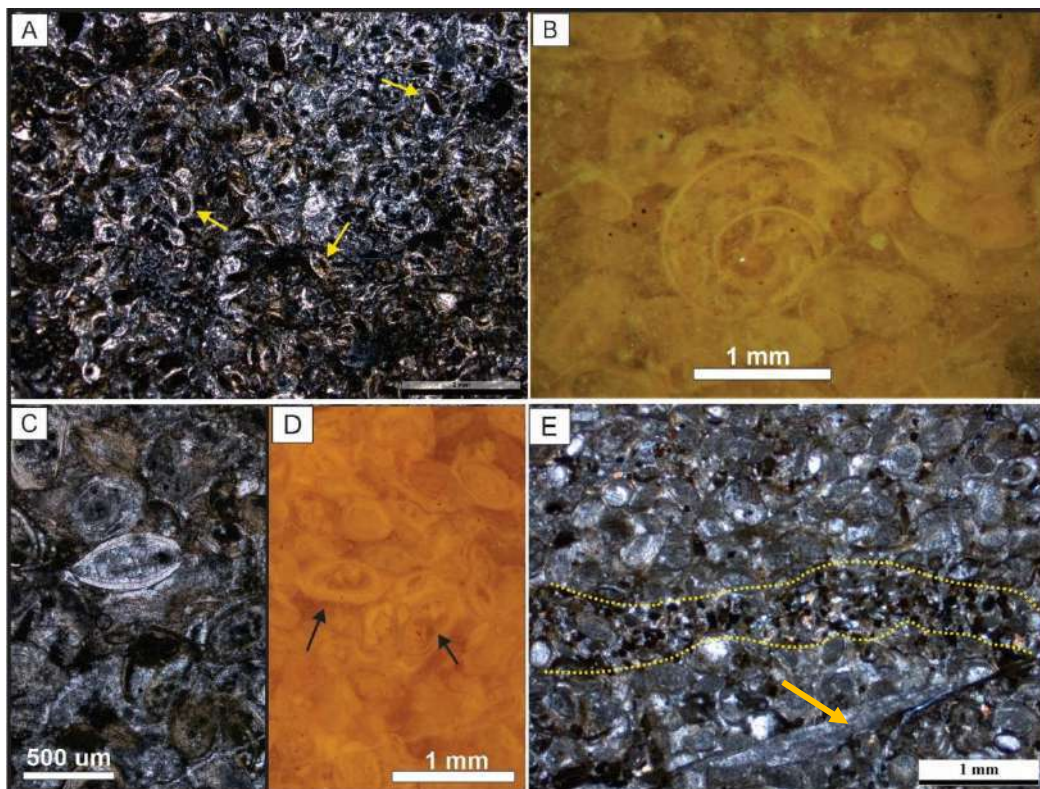


Figura 5.12. *Grainstones* bioclásticos. **A.** Ostrácodos y gastrópodos en diferentes secciones, señalados por las flechas amarillas. **B.** Pastilla pulida fotografiada en lupa mostrando un gastrópodo visto en corte transversal. **C.** En el centro ostrácodo articulado, las valvas tienen buena preservación relleno con microesparita y peloides. Nótese que los granos presentan en su mayoría, contactos puntuales entre sí y ocasionalmente, algunos tangenciales. **D.** Pastilla pulida fotografiada en lupa con ostrácodos y gastrópodos señalado por la flecha izquierda y derecha respectivamente. **E.** Variaciones composicionales de la muestra con peloides acumulados en una franja central (líneas punteadas amarillas). Microfracturas rellenas con microesparita en la parte inferior derecha de la microfotografía (flecha amarilla).

5.2.11. *Grainstones* oolíticos-peloidales con abundante cuarzo

Son de tonalidades grises a amarillentas con estructura laminada difusa (Fig. 5.13. A-D). Están formados por ooides, peloides y en menor medida intraclastos y bioclastos. Los terrígenos son principalmente cuarzo y en menor cantidad micas. Los ooides tienen una moderada selección, generalmente son pequeños, entre ~300 y

500 μm (Fig. 5.13. C y D). Los núcleos de los ooides son simples y están formados por granos micríticos y cuarzos, en algunos casos son bioclastos (Fig. 5.13. C). Respecto a su textura, es concéntrica radial en la mayoría de los casos, pero se encuentran también ooides deformados, algunos fracturados y también hay ooides superficiales. Su corteza es multicapa, estas capas son finas y la superficie externa de los ooides se presenta lisa y en otros casos tiene crenulación. Los peloides aparecen distribuidos de manera dispersa en la matriz y representan. Tienen una pobre selección con tamaños que van desde 100 a 800 μm . Presentan formas redondeadas a subredondeadas, pero también hay formas alargadas. Hay peloides que tienen su parte externa formada por un anillo micrítico, en general esto se aprecia en peloides bien redondeados. Los intraclastos, que son aloquímicos secundarios, son granos subredondeados a elongados y con una moderada selección. Tienen tamaño entre $\sim 700\text{-}400$ μm . Algunos intraclastos están recubiertos por una capa micrítica a microesparita. Los granos detríticos como los cuarzos que representan son granos irregulares, subangulosos y tienen baja esfericidad. Su selección es buena con tamaños de arena fina. Las láminas que conforman esta microfacies son interrumpidas por estructuras verticales, con bordes redondeados, rellenas por material granular tal como ooides, peloides, bioclastos y granos terrígenos interpretadas como producto de bioturbación (Fig. 5.13. B). Son cementos con cristales bien definidos, en general equigranulares. Se intercalan con *mudstones* laminados, *mudstones/dolomudstones* microbiales y *grainstones* oolíticos-intraclásticos.

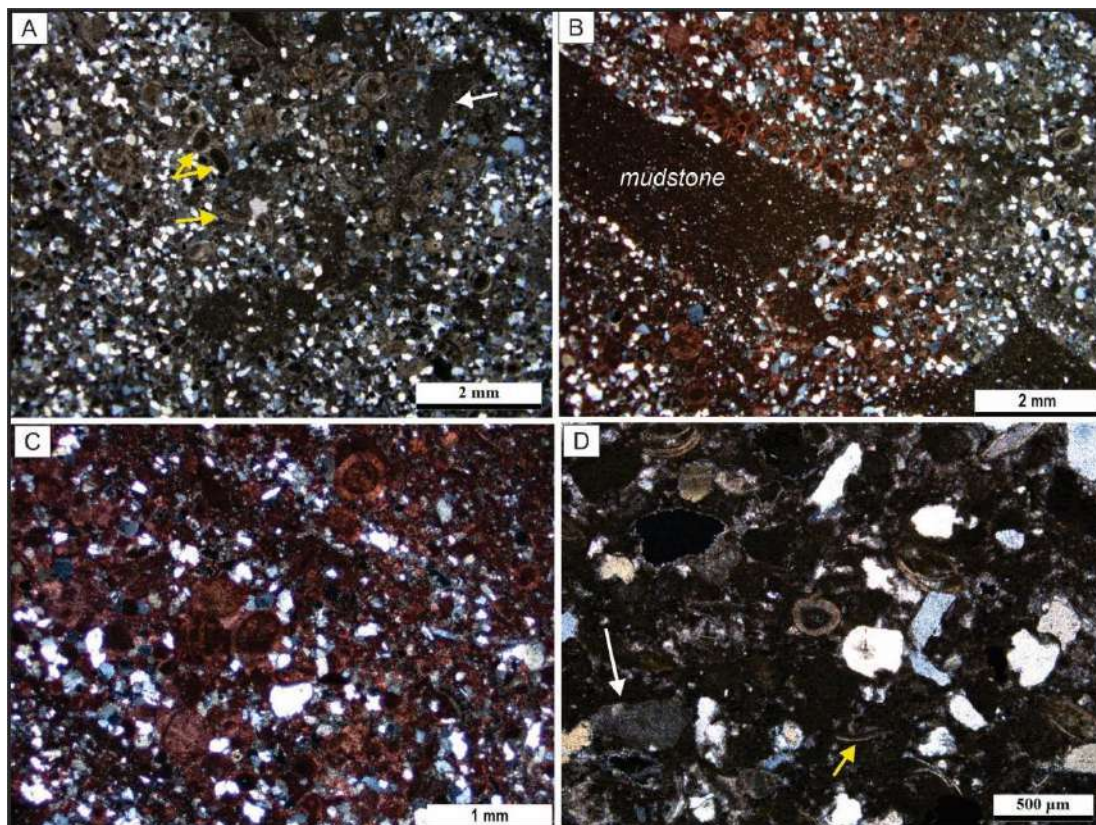


Figura 5.13. Grainstones oolíticos-peloidales con abundante cuarzo. **A.** Variedad de ooides, superficiales y rotos (flechas amarillas) y algunos intraclastos micríticos dispersos (flecha blanca). **B.** Bioturbaciones que irrumpen las bandas de grainstones y mudstones intercaladas. Nótese la composición calcítica de los aloquímicos dada por la tinción **C.** Aloquímicos teñidos, principalmente ooides redondeados a subredondeados y rotos. **D.** Detalle de una zona bioturbada con mayor proporción de micrita en la matriz, junto a ooides, intraclastos micríticos (flecha blanca), bioclastos (flecha amarilla) y granos terrígenos, principalmente cuarzo y feldespato. Nótese que en esta microfacies el material terrígeno es abundante.

5.2.12. Grainstones oolítico-bioclástico-peloidal de grano fino

Grainstones de grano fino, con proporciones semejantes de bioclastos y peloides, con laminada (Fig. 5.14. A-E). Los ooides son pequeños, con tamaños que varían entre 200 y 400 μm . Tienen núcleos simples, muchos de ellos difíciles de identificar cuando se encuentran totalmente reemplazados por un agregado granular fino de esparita, aunque en general, los núcleos son peloides (Fig. 5.14.A y B). La corteza está constituida por varias láminas radiales-fibrosas y tangenciales alternando entre sí. Es común en esta microfacies que las láminas tangenciales y en particular, la última lámina de los ooides sea de color rojizo oscuro probablemente por la presencia de dolomita ferruginosa. También son frecuentes los ooides superficiales, con su única lámina oscura. Los ooides son redondeados a subredondeados con una selección moderada (Fig. 5.14. C y D). Los peloides tienen formas irregulares, generalmente con tamaños entre 100 y 200 μm y están formados por micrita densa oscura. Se distribuyen de manera dispersa, aunque se puede reconocer láminas con mayor abundancia de estas partículas (Fig. 5.14. E). Los ostrácodos están desarticulados, frecuentemente fragmentadas, las cuales no muestran una posición preferencial dentro de las láminas. El material terrígeno presente son, en su mayoría, granos de cuarzo subredondeado a subangular tamaño arena muy fina a fina. Los cementos que se reconocen en esta microfacies ocupan el espacio interpartícula y están formados por un mosaico fino de esparita y dolomita. Microesparita y micrita densa se encuentran como cementos intrapartícula. Esta microfacies se intercala con *boundstones* bandeados intraclásticos y con microfacies silicoclásticas con cemento calcáreo.

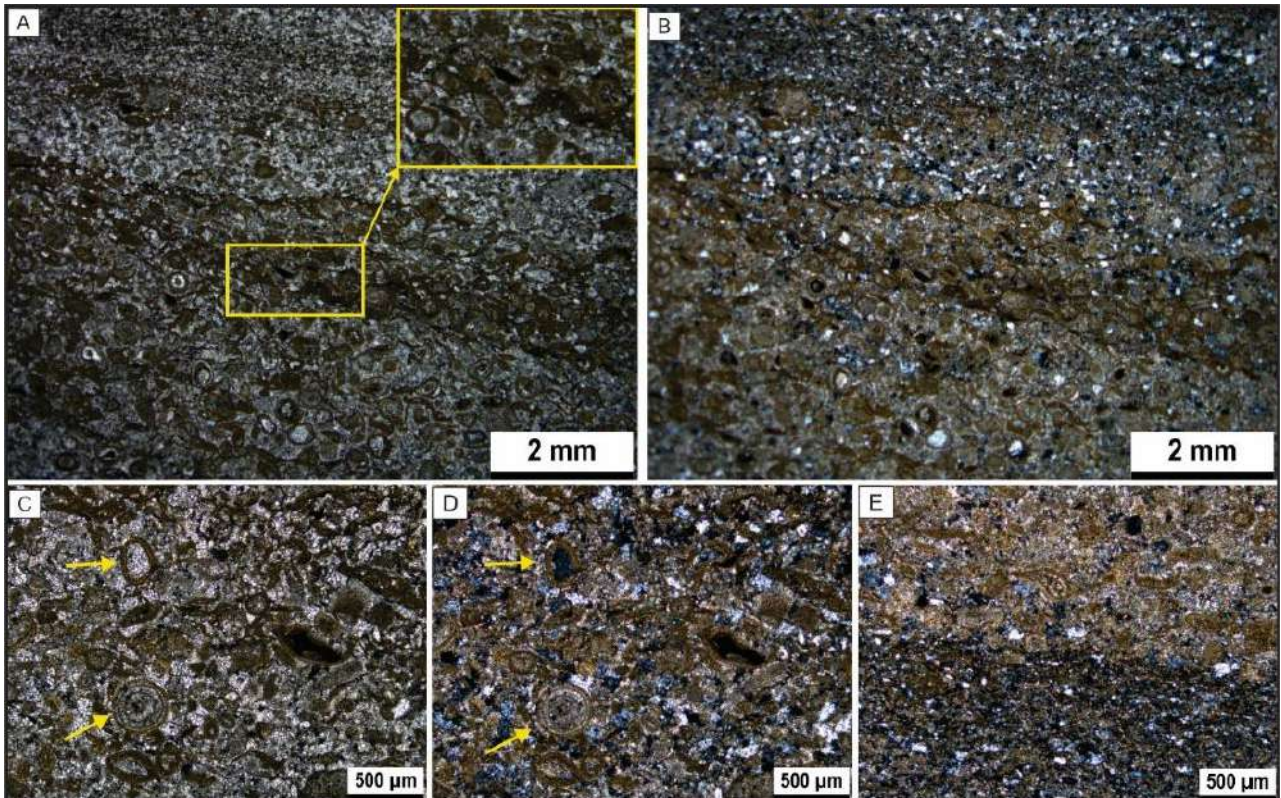


Figura 5.14. *Grainstones* oolítico-peloidal de grano fino. **A.** Láminas ricas en ooides, peloides y bioclastos. El recuadro amarillo resalta una zona con abundantes valvas de ostrácodos y con micrita densa acumulada en la concavidad de las valvas. Nícoles paralelos. **B.** Nícoles cruzados. **C-D.** Detalle de los ooides con núcleos y cortezas reemplazadas por microesparita a esparita. Nícoles paralelos (C) y cruzados (D). **E.** Alternancias de láminas con mayor proporción de material terrígeno (parte inferior) con láminas más granulares en la parte superior.

5.2.13. *Grainstones* oolíticos con ooides superficiales

Estos *grainstones* tienen una alta proporción de ooides y material terrígeno, con textura grano sostén y con laminación grosera (Fig. 5.15. A). Los ooides exhiben tamaños que varían entre 300 μm y 1 mm, se caracterizan por sus núcleos casi exclusivamente formados por granos de cuarzo con buen redondeamiento. En menor medida, los núcleos pueden ser fragmentos líticos y feldespatos. Ocasionalmente, el núcleo se encuentra reemplazado por un agregado microcristalino de cuarzo. La corteza es principalmente delgada formada por una única lámina micrítica o radial fibrosa muy fina. En algunos ooides, la corteza puede ser más gruesa y de tipo radial fibrosa. La forma de los ooides, en esta microfacies está condicionada por la forma del núcleo, es decir, ya sea una única lámina micrítica o varias, esta tiende a imitar su forma o a compensarla en caso de granos muy irregulares. En algunas partículas (terrígenos y ooides), se reconocen masas micríticas de color marrón oscuro parcialmente dolomitizadas que rodean de manera parcial o completa a las partículas (Fig. 5.15.C). Internamente, estas estructuras presentan formas similares a canales y tubos (dependiendo por donde pase el corte de la roca), rellenos por calcita esparítica (Fig. 5.15. D). Estas estructuras pueden tener un origen biogénico y, por lo tanto,

podrían generarse por organismos micro-incrustantes instalados sobre los granos posterior al depósito, lo cual indicaría para el momento de su formación, condiciones de baja tasa de sedimentación, previo a su enterramiento final. Dichas estructuras comparten rasgos con algas dasicladáceas aunque ellas no son incrustantes, por lo que se descarta este origen. De acuerdo a Flugel (2004), estructuras similares son reconocidas en la literatura como microfósiles problemáticos (*Mesozoic microproblematica*), en ocasiones relacionadas a calciesferas (pág. 566; Flugel, 2004). El cemento interpartícula es esparítico, en forma de mosaico blocoso, inequidimensional alrededor de los granos. El cemento intrapartícula puede ser micrítico denso/dolomicrítico y microesparítico. De acuerdo a la abundancia de granos de cuarzo, bien podría esta microfacies llevar otro nombre, como por ejemplo areniscas calcáreas, sobre todo cuando se la observa en afloramiento. Debido a esto, en una examinación cuidadosa al microscopio, la mayoría de los granos (por no decir todos) tienen recubrimientos oolíticos, y por esta razón se ha preferido este nombre y no otro. Este proceso de oolitización superficial indicaría una fábrica carbonática instalada afectando al material ya existente. Esta microfacies se asocia a microfacies silicoclásticas con las cuales se intercala y a *grainstones* oolíticos en general.

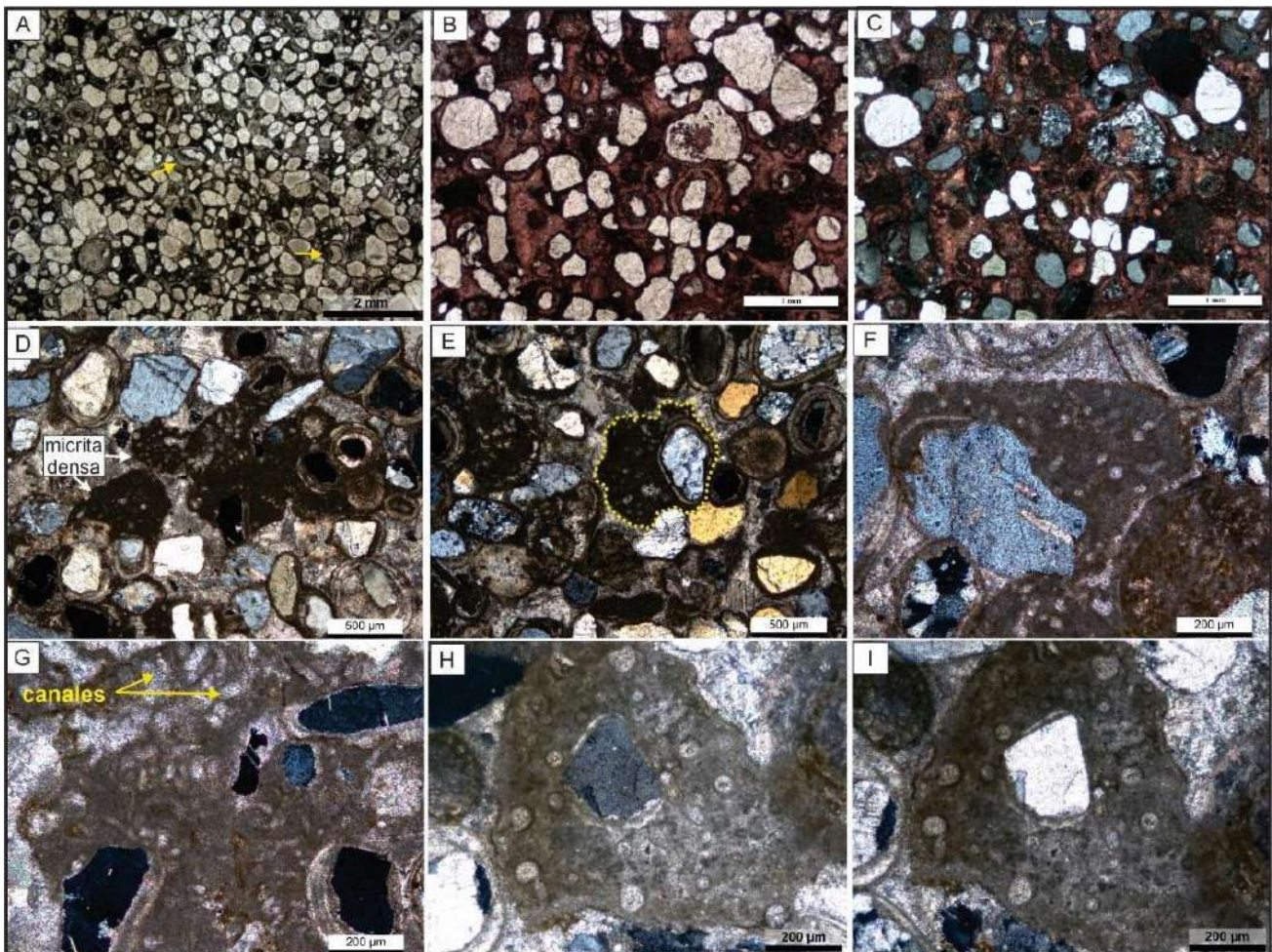


Figura 5.15. *Grainstones* oolíticos con ooides superficiales. **A.** Las partículas terrígenas ofician de núcleos para los ooides, con cortezas delgadas mayormente micríticas. Las flechas señalan ooides redondeados con cortezas radiales-fibrosas más gruesas que tienden a compensar la forma del núcleo. Nicoles paralelos. **B.** Cemento y cortezas calcíticas evidenciadas por la tinción. Nicoles paralelos. **C.** Granos bien redondeados de cuarzo, feldspatos y líticos. Algunas partículas pueden tener reemplazos dolomíticos. Nicoles cruzados. **D.** Masas micríticas creciendo a expensas de ooides y agregados y englobando las diferentes partículas presentes. Nótese en el margen inferior derecho, un ooides con núcleo terrígeno con su forma completamente compensada. **E-F.** Diferentes partículas que sirven de anclaje para estas estructuras microbiales. **G.** Detalle del aspecto interno mostrando canales y tubos en la micrita. Las masas micríticas están parcialmente dolomitizadas. **H-I.** Partícula de cuarzo completamente rodeada por estas masas micríticas donde se aprecian lo que podrían ser cortes transversales de tubos. Ambas microfotografías están a nicoles cruzados, pero en diferente posición para resaltar mejor las estructuras.

5.2.14. *Grainstones* oolíticos con núcleos bioclásticos

Grainstones macizos compuestos por ooides con núcleos simples. La característica más sobresaliente de los mismos es que casi todos tienen núcleos reconocibles representados por bioclastos de ostrácodos y gastrópodos (Fig. 5.16. A-D). Otras partículas que también ofician de núcleos pueden ser granos micríticos con textura homogénea. La forma de los ooides es generalmente bien redondeada, condicionada por la forma del núcleo. El tamaño de los ooides varía entre 500 μm y 1 mm, mientras que los ooides que contienen núcleos de gastrópodos muestran mayores tamaños, ~ 2 mm. Los ooides son multicapas, la corteza está formada por una alternancia de láminas finas de color oscuro y láminas radiales-fibrosas claras y con mayor espesor (Fig. 5.16. C y D). Algunos bioclastos, tales como ostrácodos aparecen articulados y otros con sus valvas dispersas. Las partículas tienen contactos tangenciales entre sí, en algunos sectores la compactación y disolución son más evidentes generando que los ooides se rompan por su última lámina. El cemento que une las partículas es esparítico de textura blocosa al igual que el cemento intrapartícula, aunque este con tamaño más fino de los cristales (Fig. 5.16. D). Esta microfacies se intercala con *grainstones* oolíticos con ooides cerebroidales y microfacies silicoclásticas como cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo.

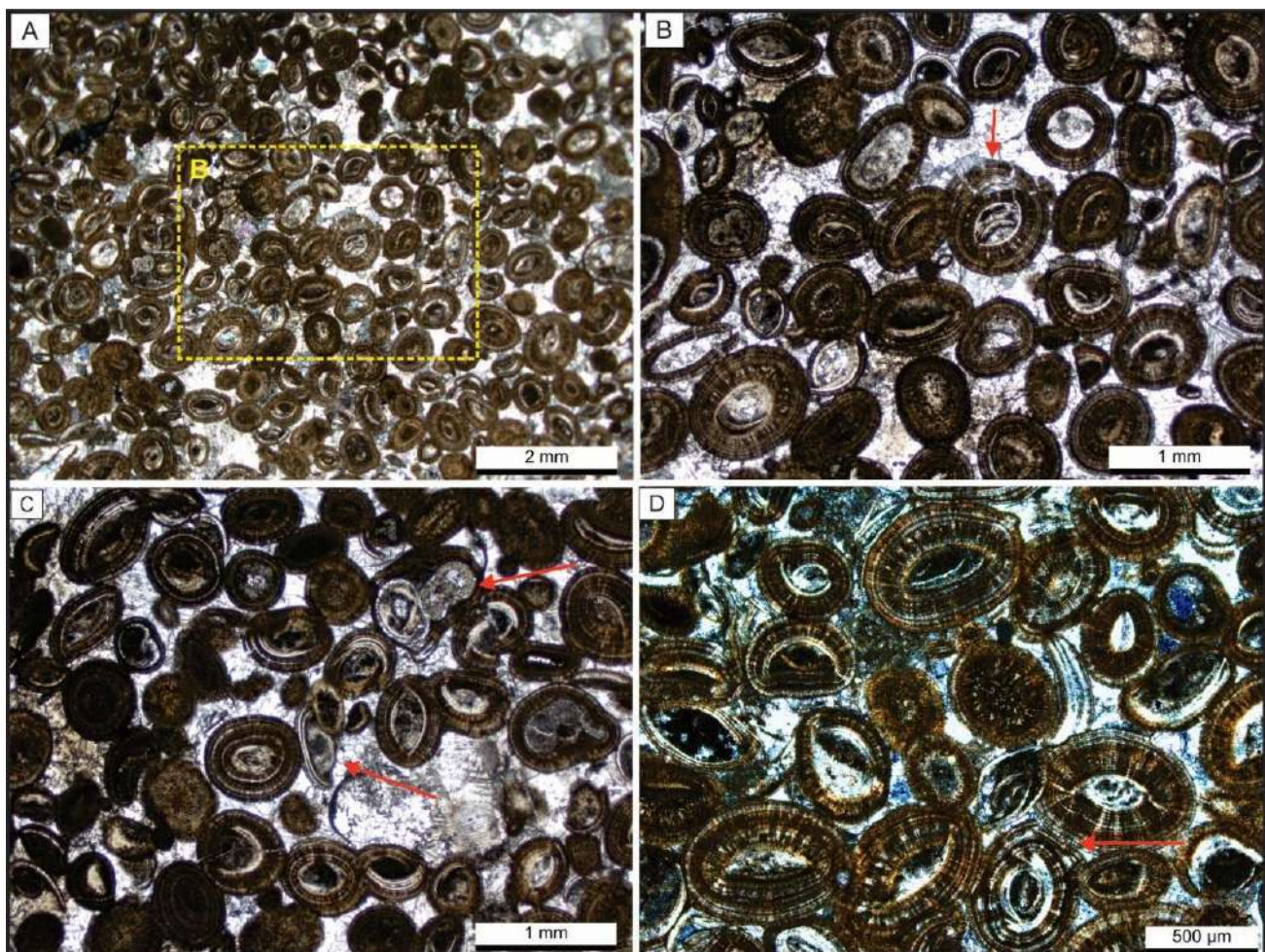


Figura 5.16. *Grainstones* oolíticos-bioclásticos. **A.** Los ooides tienen láminas concéntricas que alternan entre oscuras (micríticas/dolomicríticas) y claras (esparíticas). **B.** Magnificación local de A. Se aprecian los núcleos bioclásticos y algunas láminas rotas. **C.** Bioclastos dispersos en la microfacies en la parte inferior de la microfotografía y ooides de mayor tamaño con núcleos de gastrópodos. **D.** Cortezas externas rotas y desacopladas, además contactos tangenciales indicando un cierto grado de compactación y disolución.

5.2.15. *Grainstones* oolíticos bimodales con ooides cerebroidales

Corresponden a *grainstones* gruesos, masivos o con laminación grosera (Fig. 5.17. A-D). Está compuesta por ooides, bioclastos, peloides y escaso material terrígeno. Los ooides tienen tamaños muy variables, entre 200 y 500 μm y son los más abundantes, mientras que los de mayor tamaño alcanzan 2,5 mm y contienen núcleos bioclásticos de gastrópodos. Tienen núcleos simples, generalmente son bioclastos (gastrópodos y ostrácodos), peloides y granos terrígenos. Los ooides compuestos, con más de una partícula que oficia de núcleo son abundantes también, y pueden tener una combinación de los aloquímicos antes mencionados. Los ooides son multicapas con morfologías festoneadas-cerebroides y pueden superar el 90% (Fig. 5.17. A-D). Las formas festoneadas muestran cortezas uniformes relativamente gruesas (0,02–0,25 mm), con haces de cristales internos en forma de abanico o conjuntos de cristales radiales-fibrosos o con láminas con frecuente extinción

óptica fascicular (Kendall, 1977), alternando con bandas oscuras micríticas. Los cristales en forma de abanico alcanzan la superficie externa donde sobresalen claramente como protuberancias convexas o tienen la parte superior plana, algunos de los cuales se asemejan a características micro-domales (Fig. 5.17. D).

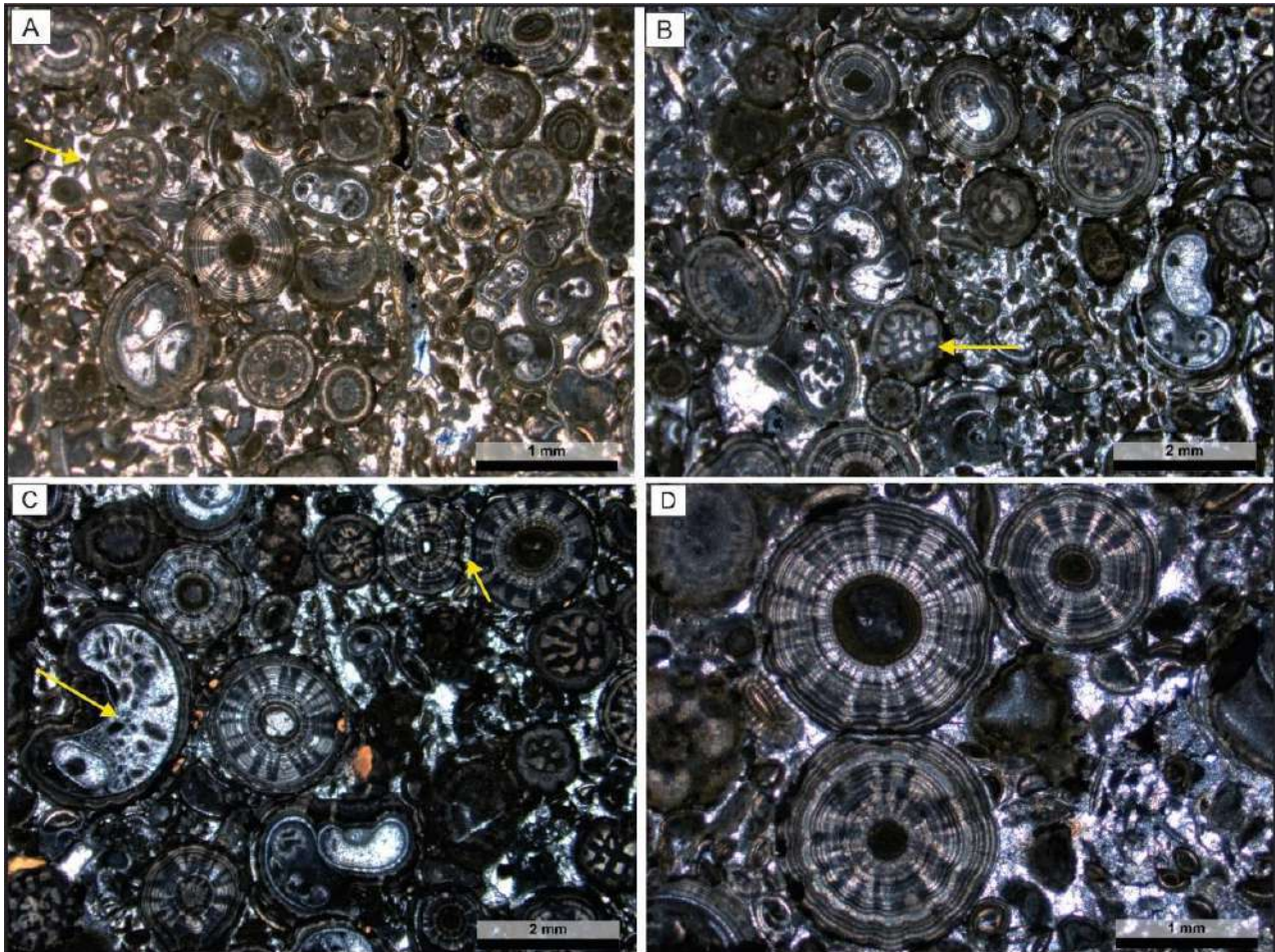


Figura 5.17. *Grainstones* oolíticos con ooides cerebroidales **A-B**. Ooides festoneados-cerebroidales en una matriz de grano grueso compuesta por bioclastos y peloides. Nótese que los núcleos simples de los ooides contienen bioclastos y algunos granos indeterminables. Las flechas amarillas señalan ooides con morfologías cerebroidales o tipo cebradas (ver la sección 5.3). **C**. Rellenos de los núcleos de los ooides indicando múltiples eventos de reciclado. Algunos ooides tienen contactos tangenciales entre sí con evidencias de disolución entre ambas superficies de contacto (parte superior derecha de la imagen). **D**. Ooides de gran tamaño con cortezas fibro-radiales seguida de cortezas concéntricas con marcado festoneado y núcleos no identificables.

Los ooides festoneados pueden mostrar contornos exteriores fuertemente crenulados, cuya crenulación puede comenzar desde el núcleo hacia afuera o también viceversa. Esta crenulación se produce de forma gradual tras varias láminas o bruscamente sin transición y está marcada por truncamientos o compensaciones bruscas de micro relieves (Fig. 5.17. D). Se puede identificar un borde de micrita irregular ligeramente más oscuro que acompaña a esta característica. (Figs. 5.17, 5.18). Las

variaciones de espesor de las envolturas resultaron en ooides redondeados, mientras que otras desarrollaron geometrías más irregulares o amebiformes, fuertemente condicionadas por la forma del núcleo. Los bioclastos presentes se encuentran como núcleos de ooides, como se mencionó anteriormente y son gastrópodos de gran tamaño (Figs. 5.17 A-C, 5.18 A) y, en menor medida ostrácodos. Los gastrópodos, tienen tamaños que varían entre 1 y 2 mm, tienen sus cámaras reemplazadas por un mosaico granular esparítico equidimensional, microesparítico y de micrita densa oscura, junto a peloides y ostrácodos dentro también de sus cámaras (Figs. 5.17. B y C, 5.18. A). En ocasiones, los gastrópodos que son núcleos de ooides presentan rellenos geopetales (Fig. 5.18. A). En esta microfacies, los ostrácodos se encuentran articulados, con buena preservación de sus valvas, incluso es común que estén engrosadas al punto de confundirse con ooides (Fig. 5.18. A). Material silicoclástico también está presente en esta microfacies, alcanzando hasta 5%, se compone mayormente de granos de cuarzo subredondeados a angulares tamaño arena fina a media que se encuentran como núcleos de ooides (Fig. 5.18 C). El cemento que une las partículas es de tipo mosaico equigranular esparítico, que puede ser drúsico en algunos sectores y presenta diferentes intensidades de luminiscencia (Fig. 5.18 D y E), al igual que el cemento intrapartícula. Esta microfacies se intercala con *grainstones* oolíticos, *grainstones* bioclásticos y *grainstones* oolíticos-peloidales con abundante cuarzo.

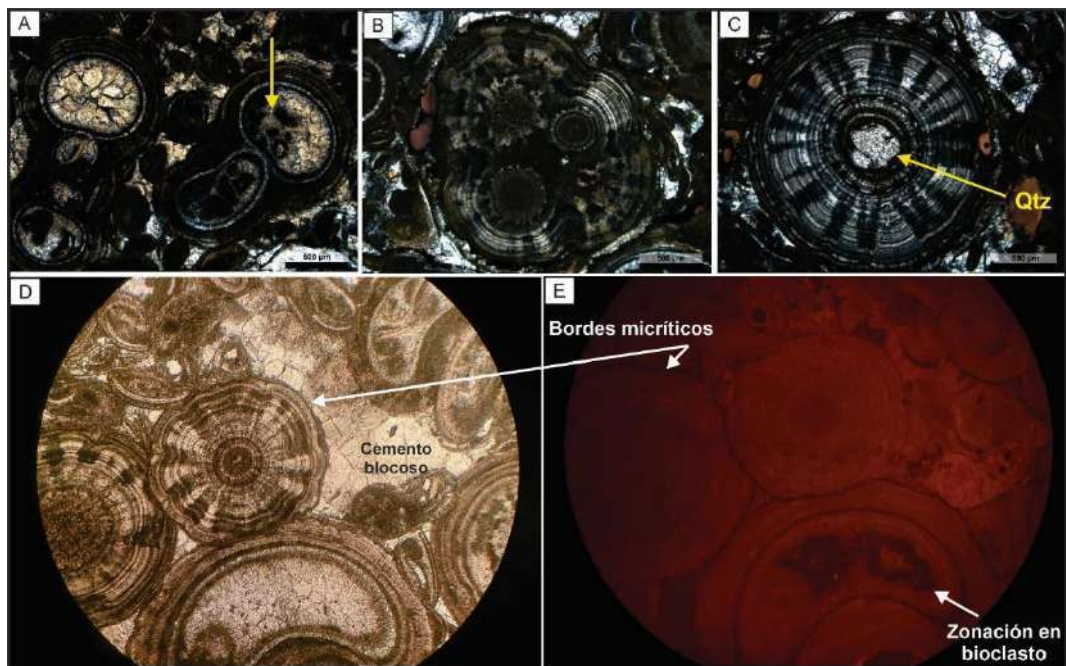


Figura 5.18. *Grainstones* oolíticos con ooides cerebriformes. **A.** Gastrópodos con relleno de esparita blocosa inequidimensional y geopetal (a la derecha), con peloides y ostrácodos como parte del relleno de los mismos. **B.** Ooide compuesto formado por al menos tres granos. **C.** Ooide con alta esfericidad con núcleo terrígeno de cuarzo (Qtz). **D-E.** Microfotografías tomadas para catodoluminiscencia. **E.** La luminiscencia tiene diferentes intensidades, particularmente en el interior de los bioclastos revelando una sutil zonación. Nótese que los bordes y algunas láminas de las partículas son más oscuras.

5.2.16. *Grainstones* oolíticos con ooides rotos

Compuestos por ooides principalmente, y en menor proporción, intraclastos con empaquetamiento denso y estructura masiva o sin laminación evidente (Fig. 5.19. A-E). Los ooides tienen tamaños que varían entre 700 μm y 1, 5 mm. Se observan ooides simples, con núcleo que incluyen granos micríticos y terrígenos, como también fragmentos de cortezas de otros ooides (Fig. 5.19. E). Los ooides compuestos son escasos, generalmente incluyen dos partículas (parte inferior de la Fig. 5.19. B) Tienen morfologías subredondeadas a ligeramente elongadas, algunos de los cuales son festoneados-cerebroidales. En muchos casos, los ooides se encuentran interpenetrados entre sí, por lo que su forma original puede ser levemente diferente. Los ooides presentan cortezas radiales-fibrosas cuya principal característica, es que las últimas láminas corticales muestran protuberancias en forma de espinas (Fig. 5.19. B). La examinación microscópica revela que las cortezas externas están deformadas, tienen espinas e incluso están desacopladas cerca de los puntos de contacto entre los granos (Fig. 5.19. A-C). En los ooides con cortezas desacopladas se observa que el espesor de la última corteza no cambia y que el perímetro interno de las cortezas deformadas es más grande que el perímetro externo de las cortezas infrayacentes. Se puede interpretar un incremento en la intensidad de la deformación, variando desde abultamientos y espinas hasta solapamientos de fragmentos de cortezas (Fig. 5.19. B y C), cuyo incremento se produciría desde las cortezas internas hacia las externas. Estas observaciones geométricas indicarían que la deformación es compresiva, la cual actúa tangencialmente en las cortezas, cerca de los puntos de contacto entre los granos. Estos rasgos sugieren un origen post-depositacional para la formación de espinas en los ooides y disolución parcial de las cortezas que conduce a la rotura y desacople de las láminas externas. Los intraclastos en esta microfacies, corresponden a *grainstones* oolíticos-peloidales, con tamaños de 1,5 a 2 mm y con formas muy irregulares. Tienen recubrimientos oolíticos y en ocasiones se pueden reconocer cementos colgantes, muy similares a los de la microfacies 5.18 (Fig. 5.19. B) indicando una posible diagénesis vadosa. Los cementos interpartículas son de composición esparítica con textura en mosaico blocoso. Otros cementos microesparíticos que se observan son aquellos que rellenan microfracturas que cortan a las partículas (Fig. 5.19. C-F). Esta microfacies se intercala junto a *grainstones* oolíticos con ooides cerebroidales, *grainstones* oolíticos-bioclásticos con granos agregados y con *grainstones* oolíticos-intraclásticos.

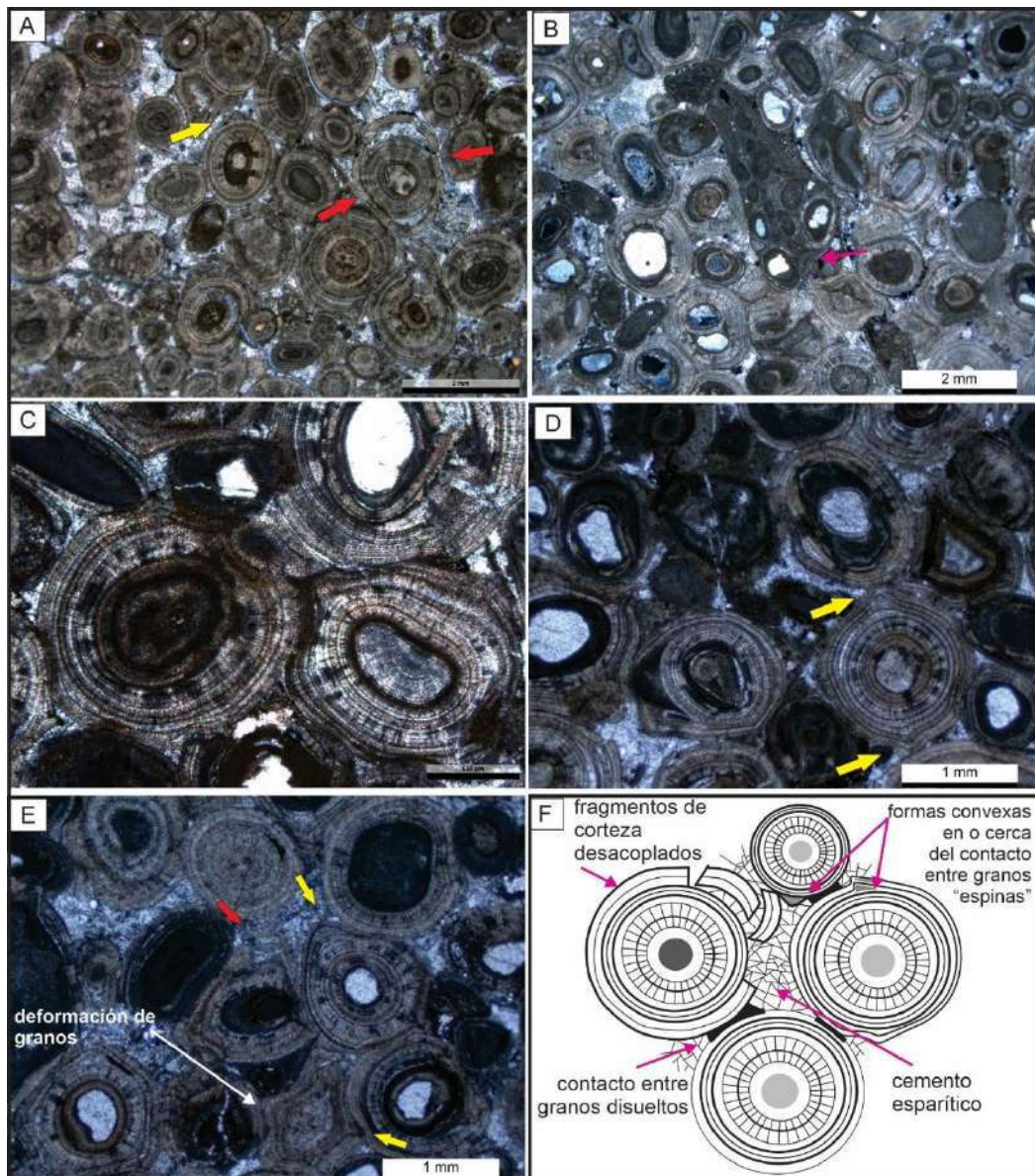


Figura 5.19. Grainstones oolíticos con ooides "spiny". **A.** Ooides multicapas cerebroidales con cortezas desacopladas y espinas, algunos muestran una marcada interpenetración. **B.** Intraclastos en el centro de la imagen, con ooides, peloides y cementos micríticos colgantes. **C.** Ooides con fuerte interpenetración y con láminas corticales deformadas y rotas por compresión. **D.** Ooides con espinas cerca del contacto con otros granos (flechas amarillas). **E.** La flecha roja muestra el desacople de varias láminas cuyo espacio poral está relleno de esparita. Algunos granos están completamente deformados con formación de espinas y algunas cortezas rotas. La intensidad de la deformación incrementa desde la parte interior hacia el exterior de la corteza (flechas amarillas). Típico ejemplo de *eggs shell diagenesis* se muestra en esta lámina. **F.** Esquema general con varios granos muy cercanos entre sí que muestran espinas, cortezas rotas y separadas del oide y disolución en los puntos de contacto entre los granos.

5.2.17. Grainstones oolíticos densamente empaquetados

Presentan estructura masiva y están compuestos por ooides, escasos intraclastos y granos de cuarzo dispersos, que presentan una fábrica muy empaquetada. Los ooides componen el 95% de esta microfacies, con tamaños que varían entre 200 y 500 μm , bien seleccionados. En su mayoría presentan núcleos simples

(peloidales e intraclásticos), aunque muchos de ellos tienen núcleos indistinguibles, con haces radiales-fibrosos directamente comenzando desde el núcleo. La corteza de los ooides es radial-fibrosa de color claro que alterna con algunas láminas muy finas de micrita. Los intraclastos tienen morfologías muy irregulares con tamaños entre 0,5 y 1 mm. Están compuestos por *mudstones* a *wackstones* con matriz micrítica

grumosa, de color gris oscuro a negro con algunos peloides dispersos. Entre los granos se reconoce un cemento dolomítico prácticamente isópaco que resalta los bordes de los ooides, mostrando el ajuste entre ellos, como también cemento esparítico de color claro. Los granos tienen contactos cóncavo-convexos, irregulares e incluso suturados modificando su forma original (Fig. 5.20. A-C). Esta fábrica es conocida en la literatura como *fitted fabric* (Dunham, 1996; Smith et al., 2019), por el ajuste que presentan los granos entre sí, con contactos cóncavo-convexos. Está relacionada a procesos de disolución por exposición subaérea en la zona vadosa, donde los granos muestran un alto grado de ajuste unos con otros. El grado de ajuste estaría controlado por la cantidad de disolución que habría ocurrido luego de la depositación, pero antes de la cementación temprana y enterramiento. Los granos bien redondeados como ocurre con los ooides, pueden producir un ajuste más poligonal, mientras que partículas más irregulares (intraclastos, por ejemplo) producirían una fábrica con contactos de tipo cóncavo-convexos (Fig. 5.20. B). En esta microfacies, en sectores también se reconoce interpenetración entre los granos, sugiriendo que también pudo haber existido una componente de compactación por enterramiento, posterior a la exposición subaérea. Los *grainstones* oolíticos densamente empaquetados están asociados a *grainstones* oolíticos-bioclásticos con granos compuestos y a *grainstones* oolíticos con ooides *spiny*.

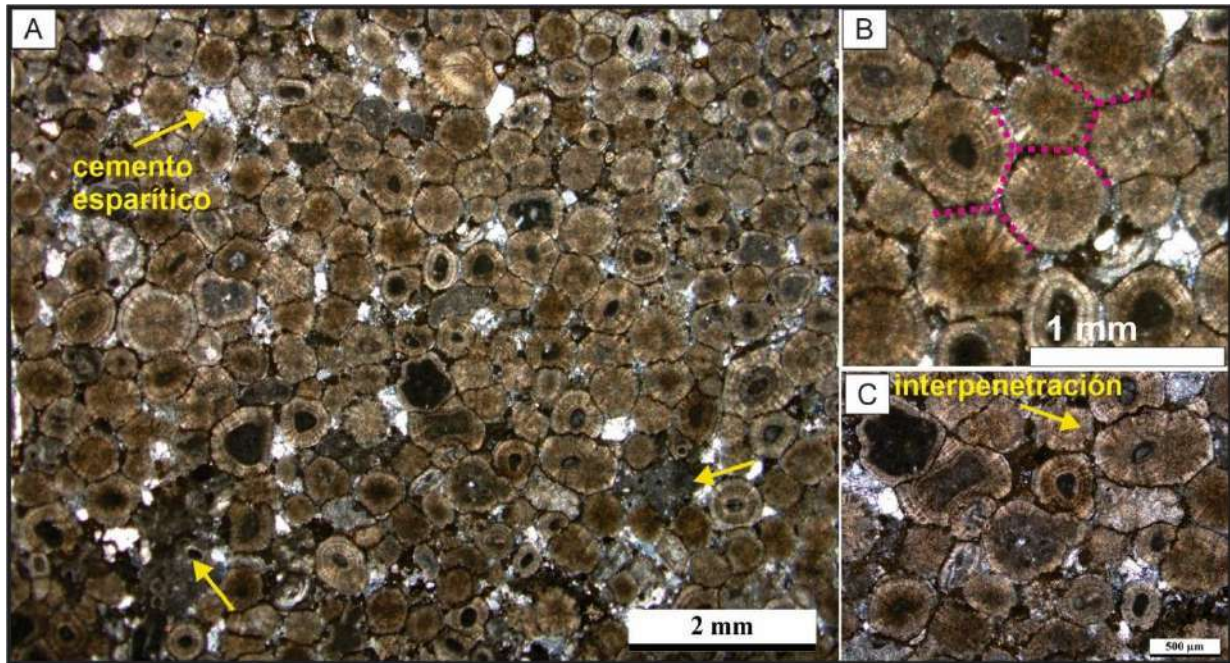


Figura 5.20. A. *Grainstones* oolíticos densamente empaquetados de la sección de Calilegua. Nótese el grado de ajuste entre los granos resaltado por un recubrimiento oscuro alrededor de los mismos. De igual manera también se reconoce cemento esparítico. Las flechas amarillas muestran intraclastos dispersos. B. Disolución entre ooides y ajuste de tipo poligonal (líneas punteadas fucsia). C. Ooides con morfologías más irregulares y ajuste de tipo cóncavo-convexo junto a partículas con bordes suturados e interpenetración.

5.2.18. *Grainstones* oolíticos

Grainstones masivos o con laminación grosera con contactos puntuales a lineales entre los granos. Desde un punto de vista composicional, está formada casi totalmente por ooides, con algunos bioclastos e intraclastos dispersos (Fig. 5.21. A-E). Los ooides muestran dos poblaciones de tamaños bien marcados, una de tamaños pequeños (0,2 a 0,5 mm) y otra con mayores dimensiones (~ 0,8 mm) con formas bien redondeadas a subredondeadas. Presentan núcleos centrados y simples, cuando se pueden identificar, formados por bioclastos y granos micríticos. En ocasiones, el núcleo no se puede identificar dado que se encuentra completamente recristalizado, formando un agregado granular de calcita, también se han identificado ooides con núcleos excéntricos. En esta microfacies no se han reconocido ooides compuestos. La corteza es gruesa, formada por una a cuatro láminas corticales concéntricas con textura fibrosas-radiales y algunas tangenciales más oscuras. En otros ooides, se ha observado láminas gruesas micríticas que alternan con una o dos fibrosas-radiales (Fig. 5.21. E). A nicoles cruzados, los ooides se caracterizan por presentar extinción en cruz pseudo-uniaxial indicando una alteración diagenética importante (Fig. 5.121. C y D). Se han reconocido ooides rotos y regenerados, aunque también solo rotos, sin cortezas formadas por regeneración. Los escasos bioclastos presentes son ostrácodos desarticulados y escasos completos, generalmente con sus valvas engrosadas. Se encuentran como núcleos de ooides y dispersos en la matriz, que cuando están articulados su interior está relleno de micrita densa oscura. Los intraclastos tienen tamaños que varían entre 0,2 a 0,5 mm, están formados

por microesparita a micrita y tienen formas subredondeadas a redondeadas. El cemento interpartícula es de tipo blocoso, en particular cemento poiquilotópico muy grueso, mostrando en algunas partes crecimiento sintaxial, marcado por la continuidad entre el cemento y la última corteza en algunos ooides (Fig. 5.21. D). En algunas muestras puede ser de grano más fino, pero sin variar la textura blocosa (Fig. 5.21. B-D). Esta microfacies se intercala con *rudstones* bioclásticos y con algunas microfacies más finas como *mudstones* a *wackstones* laminados bioclásticos con ostrácodos, siendo la microfacies más representativa en Yavi.

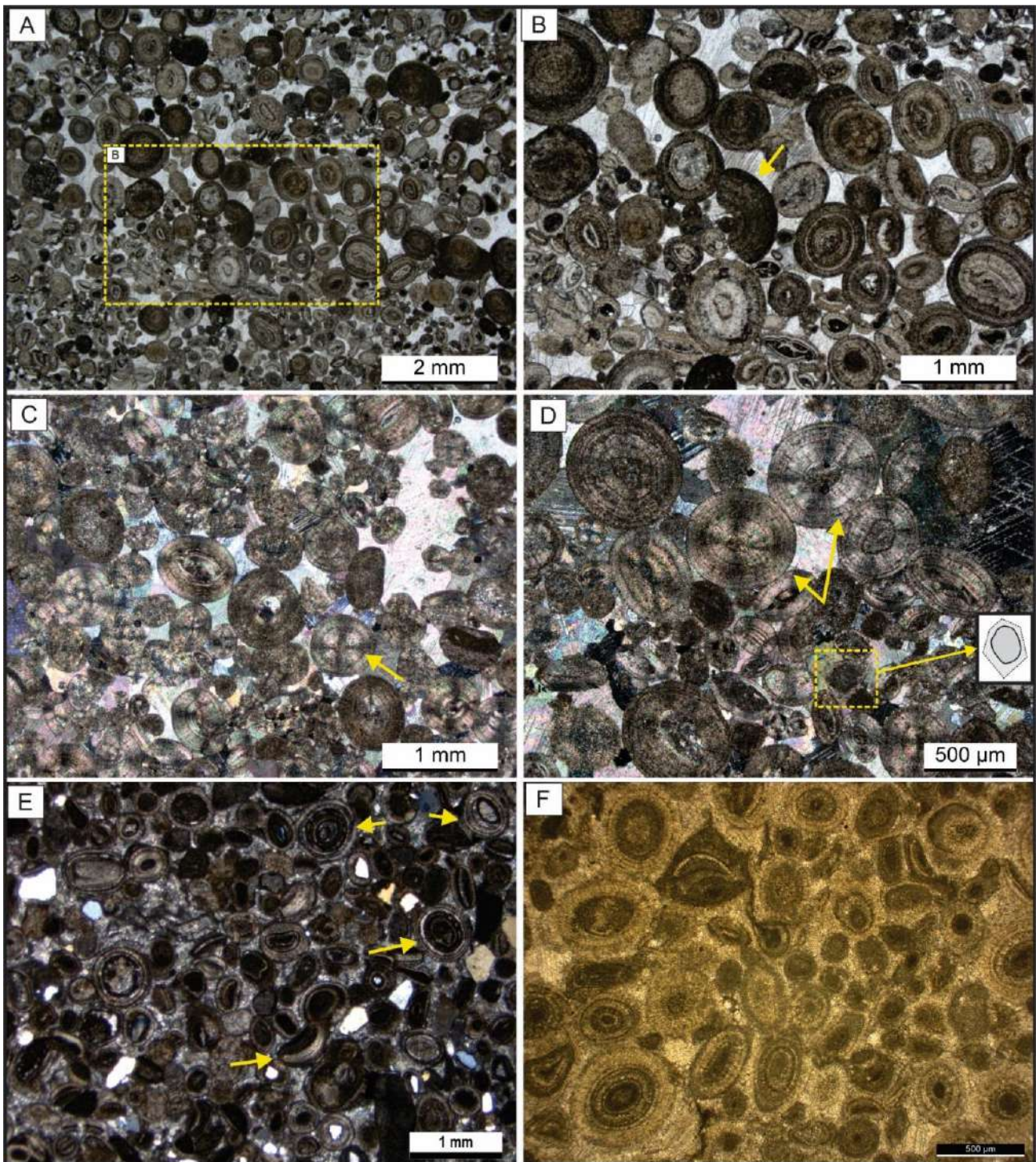


Figura 5.21. *Grainstones* oolíticos. **A.** Laminación en *grainstones* oolíticos, Nótese la bimodalidad en el tamaño de los ooides. **B.** Detalle de A, con ooides grandes que presentan algunos núcleos completamente recristalizados. Se reconocen algunos ooides rotos señalados por la flecha amarilla. **C-D.** Ooides con extinción en cruz pseudo-uniaxial (flechas amarillas) cementados por calcita blocosa gruesa poiquilotópica e incipiente cemento sintaxiales (esquema en el margen derecho de la microfotografía). A-D corresponden a muestras de la sección del Espinazo del Diablo. **E.** Ooides con núcleos excéntricos y rotos y regenerados. En este caso el cemento es esparítico a microesparítico. Los granos terrígenos resaltan por sus tonos claros. *Grainstone* de la sección de Yavi. **F.** *Grainstone* oolítico proveniente de la Formación El Molino (Bolivia). Muestra tomada a los ~ 100 m de la base, cercana al tope de la columna. Cortesía del Dr. Daniel Poiré. Nótese la similitud que presenta con los *grainstones* de Yacoraité, en particular con aquellos de la sección de Yavi, cuya ubicación se encuentra próxima a la cuenca boliviana, al norte en la subcuenca Tres Cruces.

5.2.19. *Grainstones* oolíticos-bioclásticos con granos compuestos

Esta microfacies está formada por granos agregados, ooides, bioclastos, peloides y material terrígeno como fragmentos líticos y granos de cuarzo redondeados (Fig. 5.22. A y B). El término grano compuesto, utilizado aquí alude a la naturaleza de las partículas incluidas y al tipo de recubrimiento que presentan. Internamente, estos granos compuestos incluyen entre tres a seis ooides, con núcleos silicoclásticos, cementados con esparita y microesparita (Fig. 5.22. C). Los granos compuestos conforman el 90% de la microfacies, tienen tamaños que oscilan entre 0,5 y 2 mm, muy irregulares, ligeramente recristalizados, que muestran crecimientos locales de meniscos con reentradas y láminas de micrita irregulares en una matriz dolomitizada, parcialmente oxidada (Fig. 5.22. A-C). Los ooides, en su mayoría incluidos en los granos compuestos, tienen tamaños entre 0,3 y 0,6 mm y son bien redondeados. Los núcleos claramente identificables son granos de cuarzo, redondeados y, bioclastos de ostrácodos. Los ooides son multicapa, con la corteza está formada por una alternancia de láminas fibroso-radiales y láminas micríticas, estas últimas ocasionalmente gruesas (Fig. 5.22. E y F). Los bioclastos de ostrácodos pueden hallarse principalmente como núcleos de los granos compuestos y dispersos tanto con rellenos y recubrimientos micríticos (Fig. 5.22. E y F). Los peloides subredondeados a elongados se encuentran como relleno de los bioclastos y en menor medida, en la matriz (Fig. 5.22. E y F). Los llamativos cementos de menisco, con sucesivas láminas micríticas en forma de concavidad hacia abajo muestran crecimientos asimétricos, pero con una leve direccionalidad hacia abajo (Fig. 5.22. B, C y G). Estarían relacionados con evaporación en la zona vadosa debido a exposición subaérea, con recristalización en sitios donde hay contacto entre los granos. Dado que se pueden reconocer sucesivos meniscos superpuestos entre sí, estos podrían indicar al menos dos o tres episodios para su formación, previo al recubrimiento final que presentan (Fig. 5.22. C, F y G). Las manchas oscurecidas dentro de las capas de ooides podrían ser producto micritización local debido a actividad microbiana. Se ha identificado únicamente en la sección Espinazo del Diablo y estarían relacionados a la microfacies de *grainstones* oolíticos con ooides rotos.

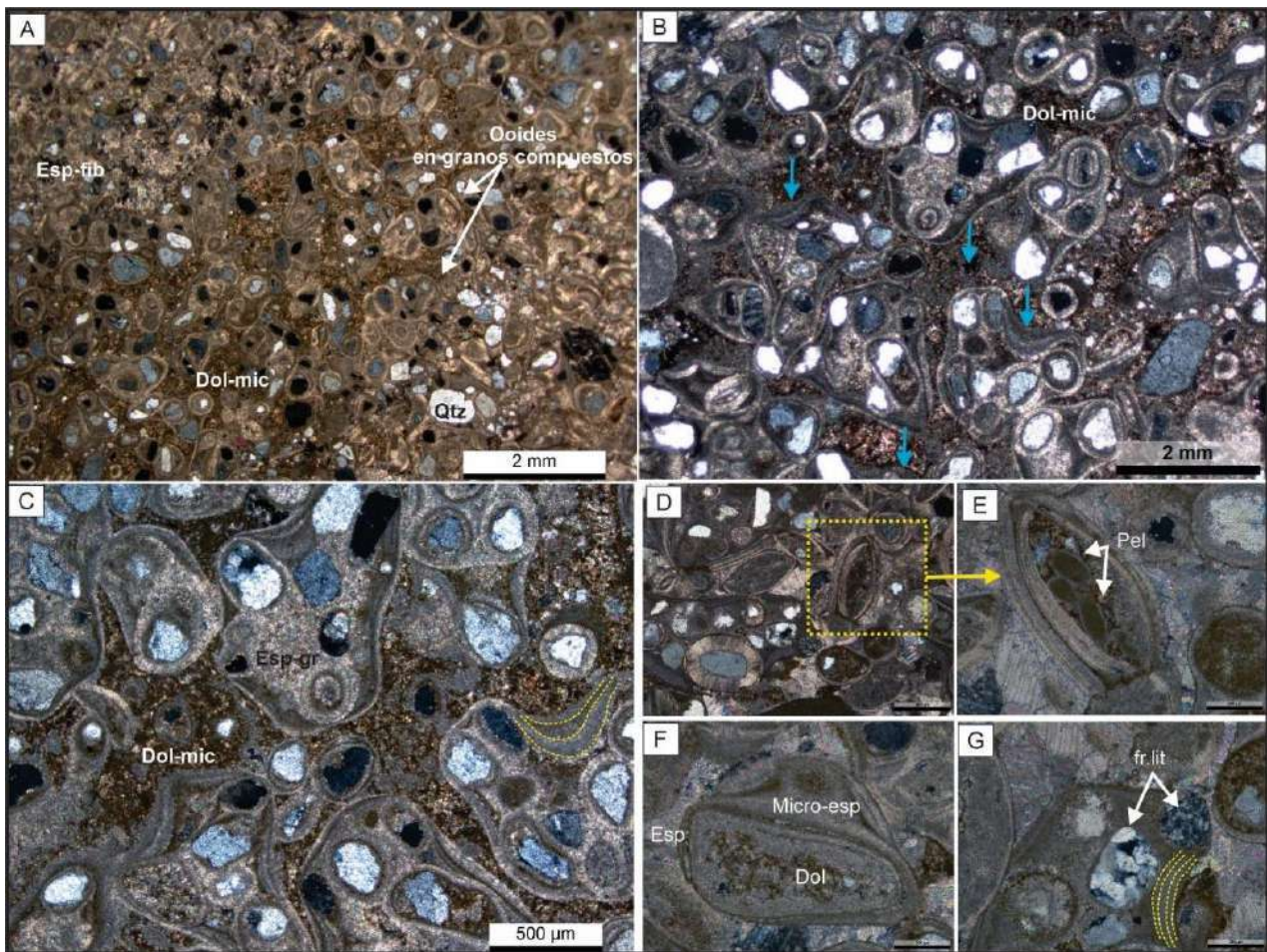


Figura 5.22. *Grainstones* oolítico-biolásticos con granos compuestos. **A.** Los granos compuestos están formados por varios ooides. Se reconocen cementos de distinta naturaleza, entre ellos: *Esp-Fib*: cemento de esparita fibrosa formada por haces de calcita ligeramente radiales y, *Dol-mic*: cemento dolomítico parcialmente oxidado de grano fino. *Qtz*: granos de cuarzo. **B.** Cementos en meniscos cóncavos hacia abajo. Las flechas azules muestran la orientación general que presentan. **C, F y G.** Detalle de los granos compuestos y el material ligante, tanto interpartícula como intrapartícula. Las líneas punteadas amarillas muestran los sucesivos episodios de formación de los meniscos, hasta su recubrimiento final de la partícula completa. *Fr.lit*: fragmentos líticos. **D-E.** Bioclastos con peloides incluidos procesos superpuestos de retrabajo de los sedimentos.

5.2.20. *Grainstones* oolítico-biolásticos arenosos

Esta microfacies está compuesta por ooides, bioclastos y material terrígeno principalmente (Fig. 5.23. A-F). Los ooides tienen tamaños que varían entre 0,2 a 0,5 mm con moderada selección. Presentan núcleos simples, identificables, formados por bioclastos, granos de cuarzo y micríticos. Los ooides son multicapa, con la corteza compuesta por dos a cuatro láminas concéntricas de calcita con textura fibrosa-radial que alternan con láminas micríticas muy delgadas. Ooides superficiales también se han identificado, con recubrimientos micríticos delgados o una sola lámina cortical fibrosa-radial. En general, los ooides tienen formas subredondeadas a elongadas, imitando en muchos casos la forma del núcleo. Los bioclastos son fragmentos de bivalvos, gastrópodos y ostrácodos. Se observa en sectores mayor concentración de

conchillas de moluscos bivalvos, con un aspecto monotípico en su composición (Fig. 5.23. B y C) y con una dispersión en las biofábricas, desde densamente empaquetadas (bioclasto-soporte, más del 70% de concentración de bioclastos) a dispersas (matriz-soporte, menos del 70% de concentración de bioclastos) formando diferentes patrones de apilamiento ('*cup in cup*' y anidadas) (Dunham, 1962; Kidwell et al., 1986; Kidwell y Holland, 1991). Los gastrópodos se identifican en sus distintas secciones, tanto longitudinales como transversales y tienen tamaños ~ 0, 3 a 0, 5 mm. Los ostrácodos, en su mayoría, están desarticulados y rotos. Cuando se encuentran completos, sus conchillas pueden estar engrosadas por recristalización. Son muy frecuentes los fragmentos de bioclastos indeterminados que presentan morfologías alargadas, tipo bananas, que se encuentran recubiertos por micrita, los cuales podrían considerarse como verdaderos cortoides (Flügel, 2004). La proporción de material terrígeno es considerable, entre 5 a 25% encontrándolo en la matriz, como núcleos de ooides y dentro de otras partículas (Fig. 5.23. A-C y E). En general, se trata cuarzo subangular a redondeado mostrando en algunos granos extinción ondulosa. Los cementos reconocidos en esta microfacies, tanto en el espacio interpartícula como intrapartícula son calcíticos y dolomíticos, identificados por tinción (Fig. 5.23. B). El cemento interpartícula está compuesto por un mosaico fino esparítico y por parches de cristales rómbicos de dolomita. En el interior de las partículas, el cemento es de grano más fino, microesparítico o micrítico. Las valvas de los bivalvos se encuentran completamente reemplazadas por un mosaico de calcita blocosa, en ocasiones drúsica y las cámaras de los gastrópodos tienen un agregado de microesparita a esparita junto a otros granos finos de cuarzo. En las áreas cóncavas de las conchillas de bivalvos se reconoce porosidad tipo *shelter*, que incluye partículas terrígenas, pequeños ooides, ostrácodos y fragmentos bioclásticos indeterminados recubiertos por micrita (Fig. 5.23. C). Los ostrácodos articulados tienen sus cámaras compuestas por un agregado micrítico marrón oscuro. Esta microfacies está intercalada con cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo.

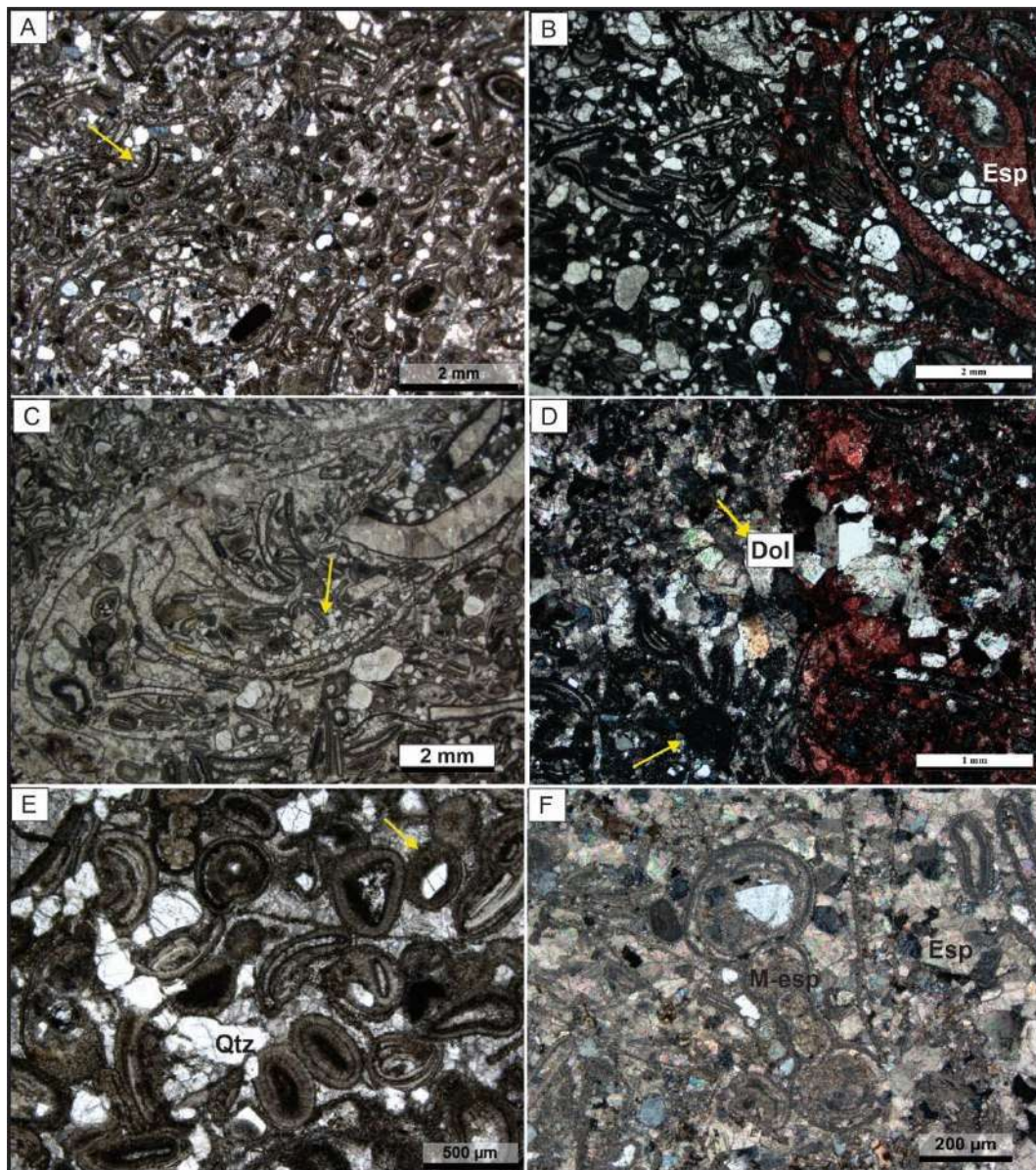


Figura 5.23. *Grainstones* oolíticos-biolásticos con abundante cuarzo. **A.** Fragmentos de bioclastos recubiertos (cortoides, flecha amarilla), granos terrígenos y ooides. **B.** Composición calcítica de las valvas identificada por tinción. **C.** Patrón de apilamiento de las valvas de bivalvos con acumulación de diferentes tipos de granos en sus concavidades. **D.** Parches de cemento dolomítico con sus cristales rómbicos bien desarrollados. Hacia la parte inferior se pueden ver gastrópodos pequeños (flecha amarilla). **E.** Sector del corte con abundantes ooides con morfologías diversas. Los núcleos son fragmentos de bioclastos y granos de cuarzo dispersos (flecha amarilla). **F.** Bioclasto de gastrópodo completamente reemplazado por microesparita y granos de cuarzo subangulares. Las microfotografías corresponden a la sección del Espinazo del Diablo.

5.2.21. *Grainstones-rudstones* oolíticos-intraclásticos

Esta microfacies varía de *grainstones* a *rudstones*, presentan estructura masiva formadas por abundantes partículas con tamaños superiores a 2 mm. Están compuestos por ooides e intraclastos, principalmente (Fig. 5.24. A-F) y, menos abundantes, bioclastos, peloides y material terrígeno (Fig. 5.24. D-F). Los ooides son de tamaño arena, variando de 0,3 a 1 mm. Son mayormente redondeados a bien

redondeados con buena selección. Predominan los ooides multicapa simples con núcleos distinguibles, que comprenden el 95% de la población (Fig. 5.24. A-F). La corteza de los ooides está compuesta por capas radiales-concéntricas claras, fibrosas-radiales y finas capas micríticas de color marrón oscuro (Fig. 5.24. A-B). Los núcleos están compuestos por intraclastos micríticos, peloides, granos esqueléticos (principalmente ostrácodos), fragmentos de ooides y muy pocos granos detríticos. Los ooides tienen un núcleo centrado, observándose que los tipos excéntricos son muy raros. Ooides rotos y regenerados ooides rotos y regenerados muestran fragmentos de partes concéntricas de la corteza, presumiblemente las más externas. Los ooides compuestos son abundantes, generalmente compuestos de 2 a 4 individuos que sirven de núcleo y pueden ser intraclastos pequeños, bioclastos y ooides, con diferentes combinaciones entre ellos (Fig. 5.24. A). Los intraclastos tienen tamaños, formas y composiciones variadas. En esta microfacies aparecen también bioclastos y escasos granos detríticos, pero los intraclastos constituyen la fracción distintiva. Se han identificado los siguientes intraclastos: **1)** intraclastos planares (Fig. 5.24. B y C), del tipo clastos chatos (*flat-pebbles*), con laminación interna y constituidos por *mudstones-wackstones* dolomicríticos laminares, **2)** intraclastos con formas irregulares a subredondeados sin laminación interna y compuestos por *grainstones-packstones* oolíticos-bioclásticos (Fig. 5.24. B, D y F), **3)** intraclastos de grano fino (Fig. 5.24. A, B, D y F), con formas muy irregulares con o sin laminación interna, con algunos granos de cuarzo dispersos formados por *mudstones* masivos, y, por último, **4)** intraclastos tabulares o ligeramente curvos (Fig. 5.24. A-D), con bordes angulosos a subredondeados y con laminación interna formados por material microbiano (fragmentos de estromatolitos). Los tipos de intraclastos mencionados, pueden aparecer en una misma muestra, por lo que no han sido separados en diferentes microfacies. Los intraclastos pueden disponerse ya sea de manera caótica, paralelos al plano de estratificación o imbricados. Se intercalan con las microfacies de *grainstones* oolíticos, *grainstones-packstones* bioclásticos-oolíticos y con *rudstones* bioclásticos.

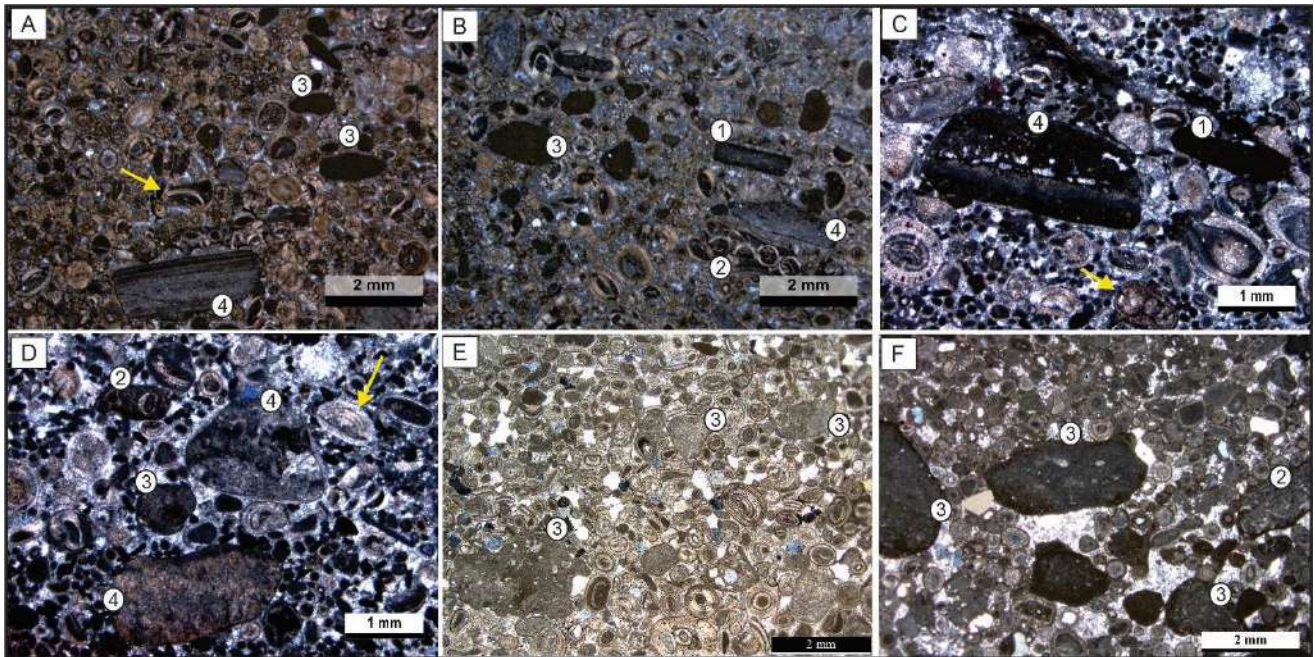


Figura 5.24. *Grainstones-rudstones* oolíticos-intraclásticos. **A.** La fracción *grainstones* está formada casi totalmente por ooides simples y compuestos. La flecha amarilla señala un oide compuesto con valvas de ostrácodos en su interior en una matriz micrítica. Además, se reconocen intraclastos de tipo 3 y 4 (ver texto). **B.** Variedad de intraclastos en la misma muestra. Algunos intraclastos tienen recubrimientos oolíticos muy delgados, como aquellos que se encuentran por encima del intraclasto tipo 1. A y B corresponden al Espinazo del Diablo. **C-D.** Los intraclastos presentes son fragmentos de estromatolitos y de tipo flat pebbles. Los fragmentos de estromatolito preservan porosidad fenestral (C) o están formados por cortezas recristalizadas (D). Se pueden reconocer algunos bioclastos de gastrópodos en C y, ooides rotos y regenerados en D. En esta muestra hay mayor proporción de peloides en la matriz y corresponden a la sección de Yavi. **E-F.** Predominio de intraclastos con formas irregulares (ver texto). La fracción *grainstones* está formada por ooides, bioclastos y granos de cuarzo. Sección de Calilegua.

5.2.22. *Rudstones* intraclásticos micríticos

Rudstones de color marrón oscuro a negro, bien gruesas con textura grano-sostén y con estructura masiva (Fig. 5.25. A-C). Su tonalidad está dada por los aloquímicos que conforman esta microfacies, es decir, los intraclastos micríticos con textura de *mudstones* y peloides. Los intraclastos presentan tamaños muy variables, entre 0,2 a 1 mm, los más abundantes y algunos con tamaños mayores a 6 mm (Fig. 5.25. C). Los intraclastos más pequeños muestran formas subredondeadas a irregulares, mientras que los de mayor tamaño tienen formas tabulares y subangulares. Internamente, los intraclastos son masivos, aunque en algunos se puede reconocer una laminación difusa (Fig. 5.25. B). Los bordes de estas partículas no muestran un recubrimiento claro, algunos intraclastos tienen una cubierta delgada marrón-rojiza o están rodeados por cemento microesparítico a esparítico (Fig. 5.25. C). Los peloides forman parte de la matriz, con formas elongadas a irregulares. En algunos casos presentan un recubrimiento oolítico superficial (Fig. 5.25. B). El cemento que une las partículas es, en parte calcítico, formado por un agregado granular fino de esparita y, por otra parte, se reconocen “parches” microcristalinos de cuarzo (Fig. 5.25. C). Dada la

asociación con los *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados, los intraclastos pueden ser considerados fragmentos de los mismos, rotos con el retrabajo suficiente para redondear algunos bordes, pero redepositados *in situ*. Se intercalan además con *grainstones* oolíticos, *grainstones* peloidales de grano fino y cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo.

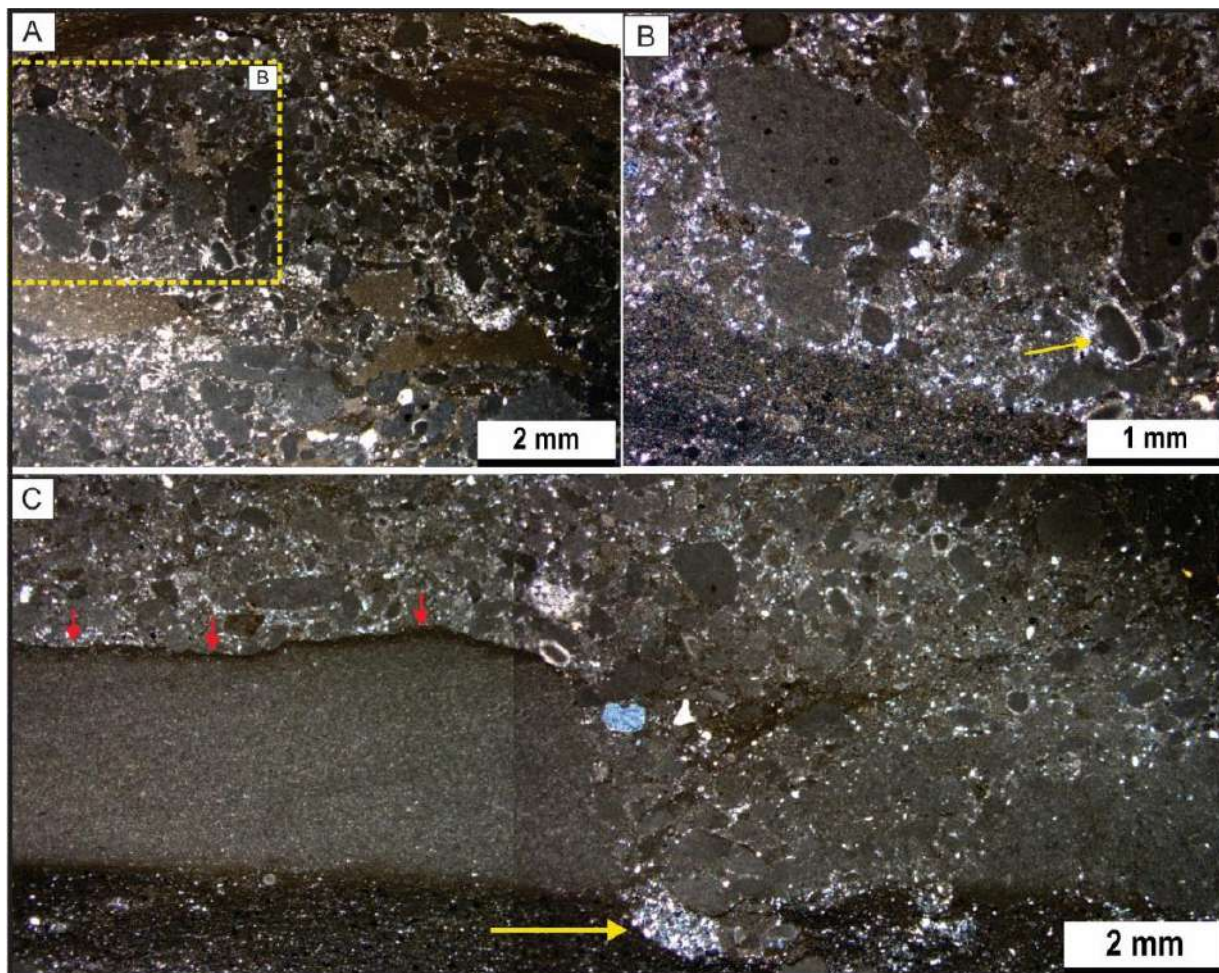


Figura 5.25. *Rudstones* intraclásticos micríticos. **A.** Intraclastos y peloides micríticos con formas muy irregulares. **B.** Detalle de A, mostrando el arreglo caótico de los granos. Algunos intraclastos son núcleos de ooides superficiales (flecha amarilla). **C.** Intraclastos de gran dimensión con fracturamiento *in situ* y con bordes micríticos muy irregulares (Flechas rojas). Hacia la base de la microfotografía se puede identificar un agregado microcristalino de sílice señalado por la flecha amarilla.

5.2.23. *Rudstones* bioclásticos

Están formados por más del 10 % de fragmentos esqueléticos de gastrópodos y bivalvos que resaltan por su tamaño (Fig. 5.26. A-D) inmersos en una matriz de grano grueso compuesta por fragmentos de bioclastos, tales como valvas rotas de bivalvos con recubrimientos micríticos, ooides y peloides. Si bien, predomina la textura *rudstones*, esta microfacies puede incluir una mayor proporción de ooides que rodean a los grandes bioclastos, pudiendo variar hacia texturas *grainstones* (Fig. 5.26. A). Generalmente los gastrópodos presentan tamaños que varían entre 2 a 6 mm y se reconocen por sus secciones transversales y longitudinales,

presentando al menos dos morfologías de conchillas, planoespiraladas y trococónicas (o turteladas) con un excelente grado de preservación (Cónsole Gonella et al., 2009, 2012) (Fig. 5.26.C). Todos estos fragmentos están recubiertos con micrita e internamente reemplazados por esparita y ocasionalmente dolomita ferruginosa (Fig. 5.26. B, D). En todos los casos, el cemento interpartícula es microesparítico a esparítico, con textura drúsica y blocosa. Las cámaras pueden estar compuestas por micrita a microesparita, con textura en mosaico equigranular, o crecimiento cristalino drúsico. En algunas cámaras de gastrópodos, se preserva porosidad geopetal, la cual se halla ocluida por un agregado de granos de peloides y fragmentos esqueléticos pequeños. Esta microfacies es una variante de la microfacies de *floatstones* bioclásticos y puede intercalarse con *grainstones-packstones* bioclásticos-oolíticos y microfacies más finas.

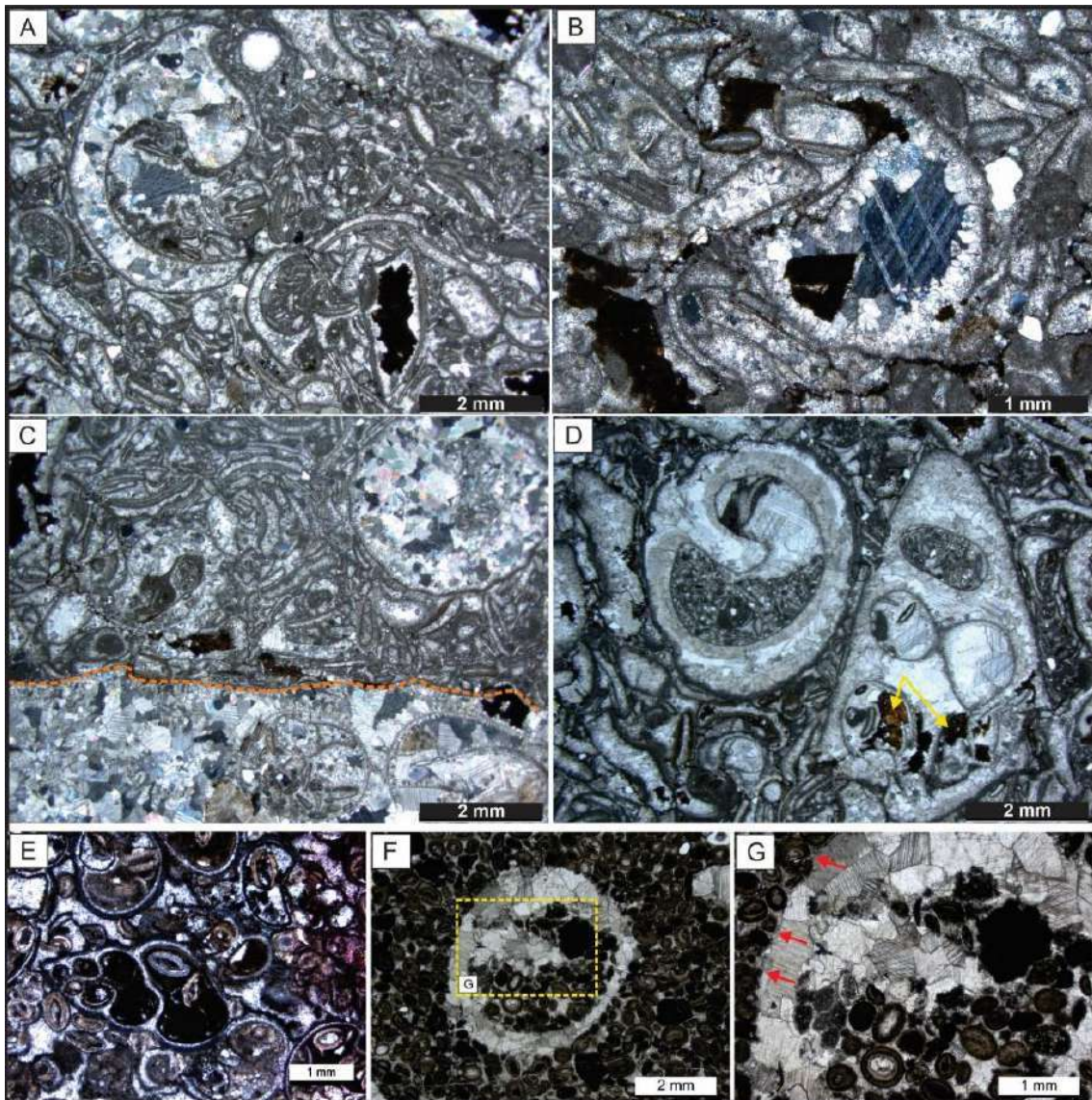


Figura 5.26. *Rudstones* bioclásticos. **A.** *Rudstones* con mala selección con fragmentos de bivalvos y gastrópodos completamente reemplazados por calcita drúsica. **B.** Sección transversal de un bioclasto indeterminado con varias generaciones de cemento. Nótese los cristales de dolomita ferruginosa en algunos sectores del corte. **C.** Bioclastos de gastrópodos y fragmentos de bivalvos separados

de una superficie erosiva (líneas de puntos naranja). **D.** Relleno geopetal en gastrópodos y reemplazos dolomíticos (flechas amarillas). **E.** Conchilla turritélida, con relleno de grano muy fino. Nótese las partículas que componen la gruesa matriz son ostrácodos y fragmentos de otros bioclastos. **F.** Matriz oolítica-peloidal similar al relleno que muestra el bioclasto. **G.** Detalle de F, la conchilla está completamente reemplazada.

5.2.24. *Floatstones* bioclásticos con gastrópodos

Esta microfacies tiene textura fango-sostén y está compuesta casi exclusivamente por moldes internos de gastrópodos indeterminados (> 2 mm) inmersos en una matriz micrítica marrón oscuro a negra, de aspecto homogéneo y densa (Fig. 5.27. A-D). En detalle, la matriz fangosa tiene textura grumosa (Fig. 5.27. B). Internamente, sus cámaras contienen granos diversos como peloides, ooides superficiales pequeños y otros granos indeterminados, todos cementados por calcita blocosa con cristales de gran tamaño equidimensionales (Fig. 5.27. C y D). Se reconocen cristales rómbicos típicos de la dolomita, en este caso con tonalidades muy oscura probablemente, se deba a su composición ferruginosa (Fig. 5.27. C y D). Esta microfacies es una variante de la microfacies de *rudstones* bioclásticos, pero con matriz fangosa.

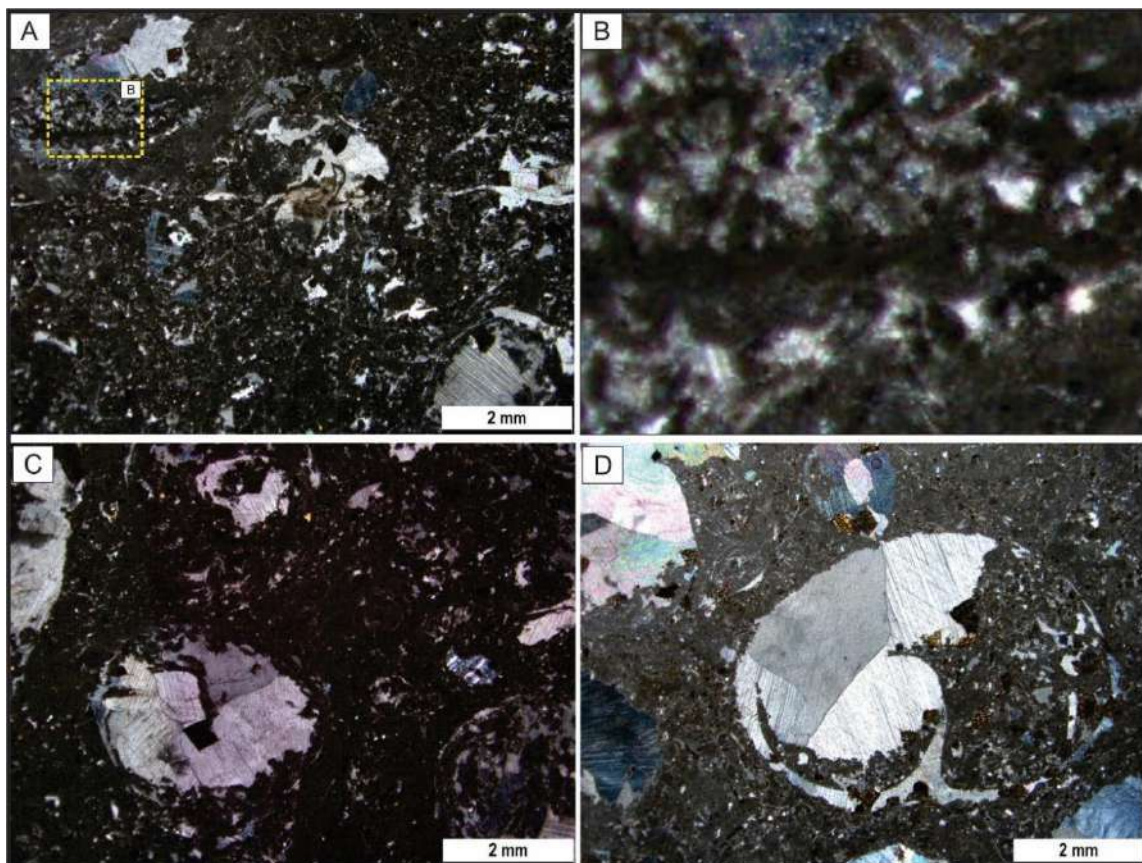


Figura 5.27. *Floatstones* bioclásticos con gastrópodos. **A.** Fragmentos de gastrópodos en matriz micrítica con textura grumosa. **B.** Detalle de la textura grumosa rodeando el bioclasto. **C-D.** Cristales de dolomita en una sección transversal de gastrópodos. Nótese los cristales de calcita blocosa en el interior del bioclasto.

5.2.25. *Mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados

Esta microfacies está formada por láminas micríticas de color amarillo oscuro a marrón que alternan de manera paralela con láminas más claras microesparíticas con una profusa laminación criptomicrobiana tanto regular como irregular (*sensu* Kennard y James, 1986), microporosidad ocluida por calcita y superficies crenuladas con espesores que varían entre los 100 μm a los 1000 μm (Fig. 5.28. A-F). Las láminas son de composición calcítica y dolomítica, distinguiéndose una de otra por la tinción de la lámina delgada (Fig. 5.28. C). Son Las láminas de micrita densa oscura (0.3-1 mm de espesor), están compuestas por micrita marrón oscura, con una textura más o menos grumosa (Fig. 5.28. A, B). Las láminas pueden tener límites basales gradacionales o netos y topes netos. Las láminas claras, de color marrón claro y gris claro, están compuestas de micrita-microesparita, a veces micro-porosas (0.2-0.5 mm de espesor), formadas por microesparita (Fig. 5.28. B, D). Ambos tipos de láminas también se reconocen es *boundstones* domales (Figs. 5.29 y 5.30). Los *boundstones* tienen una microfábrica micrítica peloidal en general, salvo cuando la micrita presenta un tamaño mayor de granos probablemente por recristalizaciones (neomorfismo) (Fig 5.28. D-F). Si bien destaca la micrita grumosa, pueden participar cantidades de esparita y granos tamaño limo y hasta arena dentro de los que pueden haber ooides y algún bioclasto pequeño (ostrácodos, por ejemplo), estando los mismos atrapados por el proceso de *trap and binding* que caracteriza a este tipo de estromatolitos. Las proporciones de material silicoclástico es muy baja, representados por granos de cuarzo de tamaño limo fino a muy finos y están dispersos en la matriz (Fig. 5.28. B). Esta microfacies posiblemente se pueda definir mejor como un *bindstones* según la clasificación modificada de Embry y Klovan (1971) y Lokier (2016), ya que esta microfacies es el resultado de componentes autóctonos que se forman ligados durante la depositación, en el cual los organismos aglutinan partículas sobre el tapete microbiano. De manera subordinada, en los microbialitos cercanos al tope de la Formación Yacoraite, pero asociados a estos *boundstones* y a microfacies de composición mixta (pelitas limo-arcillosas laminadas), se han identificado láminas de espesor reducido con yeso (Fig. 5.30. A-C).

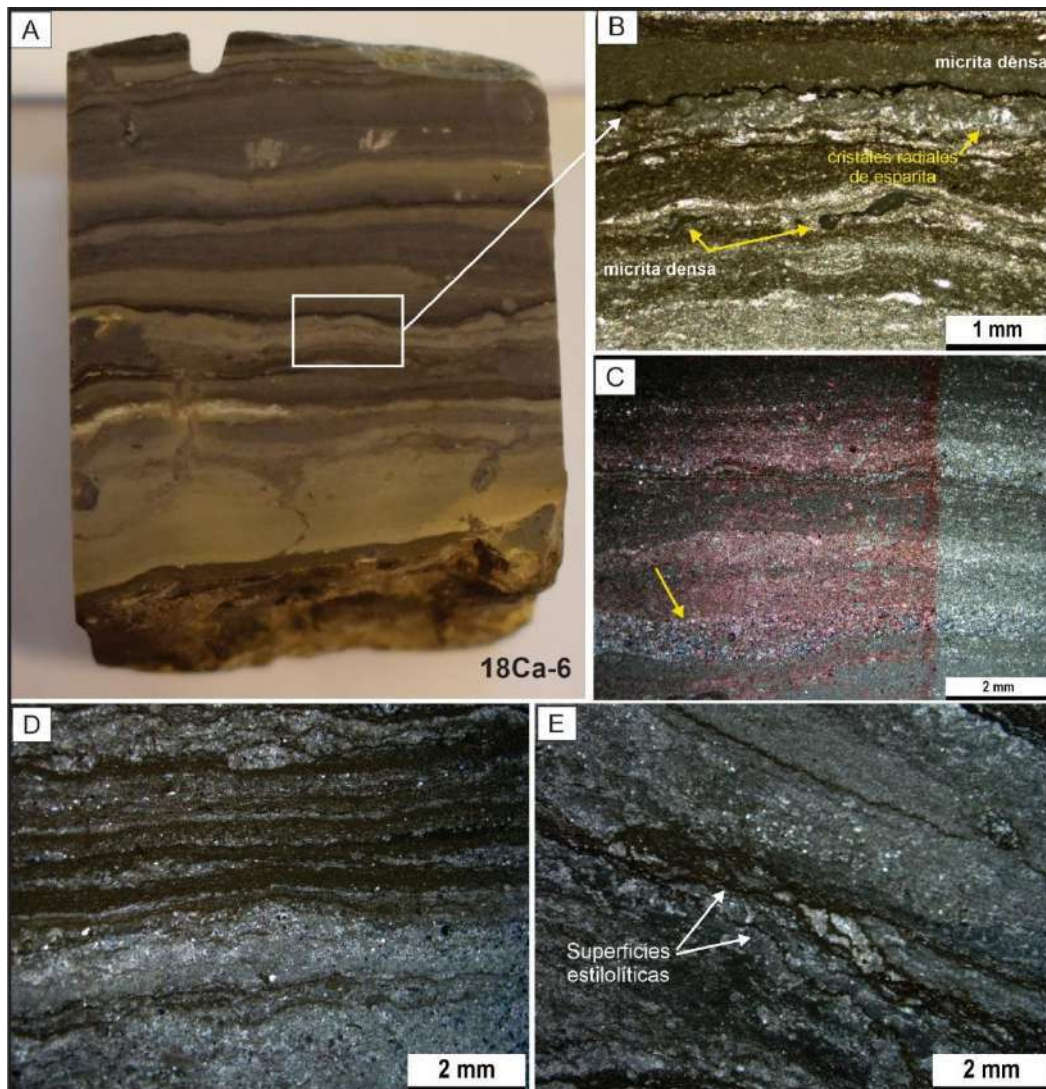


Figura 5.28. *Mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados, formados por intercalaciones de láminas micríticas oscuras y láminas claras de micrita (colores grises claros) provenientes de la sección de Calilegua. **A.** pastilla pulida de un *mudstone/dolomudstone* microbialítico donde se pueden observar otras estructuras, algunas en el mismo nivel como grietas en forma de V y pequeños tubos en U, interpretadas como grietas de desecación y bioturbación, respectivamente. En algunos sectores como en **B** se observan granulometrías más gruesas que podrían deberse a recrystalización de la calcita en forma de haces radiales. En la parte superior se encuentra un estilolito, paralelo a la laminación, relleno con el material disuelto color gris oscuro a negro. **C.** Microdomos o crenulaciones en la parte central y superior del corte. Hacia la izquierda la figura está teñida y confirma la composición mayormente calcítica de las láminas. En el sector inferior, la flecha señala una banda dolomicrítica de color claro. Nótese que la tinción no actuó en ese sector. Las láminas con tamaño de grano mayor (láminas micríticas recrystalizadas) tienen una mejor respuesta frente a la tinción. **D-E.** Áreas con calcita microesparítica limitadas por láminas de *mudstones* crenulados. **E.** En el sector inferior a la izquierda se observa una junta estilolítica.

5.2.26. *Mudstones* a *wackstones* microbialíticos pedogenizados

En esta microfacies se observan láminas micríticas micropeloidal a grumosa de color marrón oscuro y negras y, láminas más claras con mayor proporción de granos carbonáticos y terrígenos (Fig.5.29. A-D). En las láminas microbialíticas se reconocen ooides, intraclastos y peloides. Las láminas presentan ondulaciones cuyos granos parecen acomodarse y deformar dichas láminas (Fig. 5.29. A). Los ooides tienen tamaño arena media y

tienen núcleos simples formado por granos micríticos. Son en su mayoría superficiales o multicapas, pero con escasas láminas corticales. También se identifican intraclastos de *grainstones* oolíticos, redondeados y cementados por microesparita (Fig. 5.29. B). La tinción de las láminas delgadas muestra que los carbonatos presentes son de composición calcítica (Fig. 5.29. C). Los intraclastos tienen formas y tamaños variables, entre ellos, subredondeados a redondeados, compuestos por micrítica grumosa y microesparita, en algunos casos pueden parecerse a pisoides o, formar agregados de granos (Fig. 5.29. D y E). Mientras que otros intraclastos, con texturas *wackstones*, tienen valvas finas de ostrácodos y partículas terrígenas tamaño limo (Fig. 5.29. E y F). Los detritos silicoclásticos son principalmente cuarzos subredondeados a redondeados. Hay dos modas diferenciadas de cuarzos, la primera tiene tamaño arena fina a muy fina y la segunda tamaño arena media. La micrita presente es micropeloidal y heterogénea con partículas de limo muy fino. Hay sectores en las muestras que se encuentran fuertemente disueltas, generándole porosidades localizadas que están rellenas por cementos de esparita o microesparita. Además, estructuras verticales ramificadas que cortan la laminación han sido reconocidas que podrían tratarse de rizolitos (Fig. 5.29. A). Estas estructuras están parcialmente disueltas y rellenas por cementos con fábricas coaguladas del tipo circungranular (Wright, 1991). Los cementos que se pueden observar son del tipo menisco y cementos colgantes. Estos procesos podrían indicar calcificación de la roca, generando texturas secundarias relacionadas a calcretes (Esteban y Kappla, 1983; James and Choquette, 1984) (Fig. 5.29. C y D). Otro rasgo secundario que se observa en algunos sectores, es la mezcla de granos posiblemente se deba a bioturbación sobreimpuesta (Fig. 5.29. F). Esta microfacies se intercala con *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados, *mudstones* a *wackstones* laminados bioclásticos y con *mudstones* laminados evaporíticos.

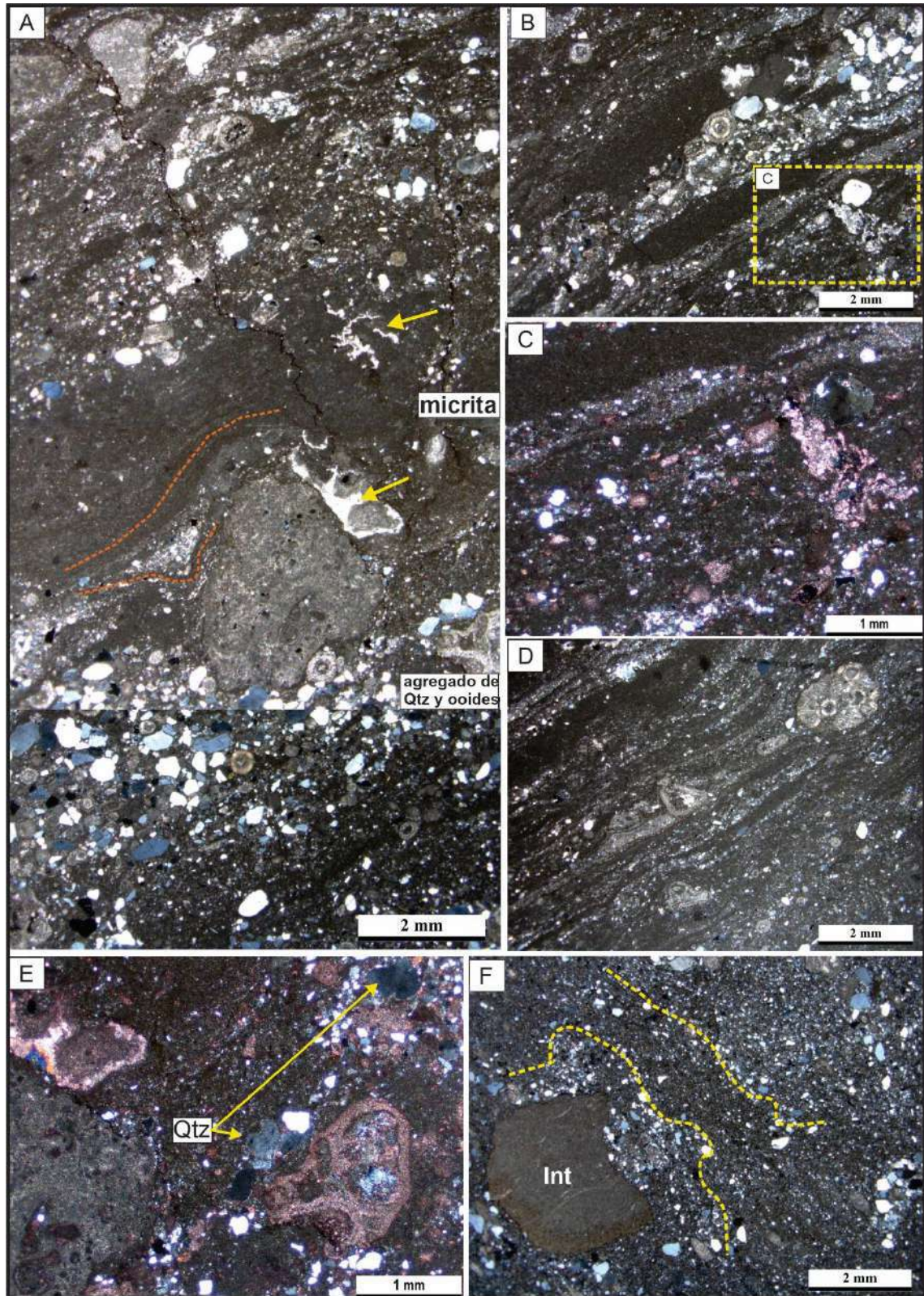


Figura 5.29. *Mudstones* a *wackstones* microbialíticos pedogenizados. **A.** Fotomosaico mostrando diferentes texturas dentro de la microfacies. Algunas láminas negras podrían tratarse de materia orgánica. De abajo hacia arriba: Nótese como el intraclasto central modifica la laminación. Además, se reconoce disolución localizada alrededor de los granos (flecha amarilla). Hacia arriba se reconocen estructuras verticales que cortan la laminación que podrían sugerir que sean rizolitos. **B.** Detalle de la laminación, con estructuras verticales alrededor de los granos. **C.** Detalle de B de las estructuras verticales, los sectores preservados tienen composición calcítica (tinción roja). **D.** Intraclastos de grainstones oolíticos orientados en la dirección de la laminación, junto a otros granos, como cuarzo y ooides pequeños dispersos. **E.** Intraclastos irregulares con granos micríticos y de cuarzo alterados y fracturados internamente. **F.**

Sectores con laminación perturbada por bioturbación. Nótese a la izquierda el intraclasto de mudstones a wackstones laminados con valvas de ostrácodos.

5.2.27. *Mudstones* laminados evaporíticos

Son mudstones oscuros ricos en materia orgánica con estructura laminada ondulada que portan cristales evaporíticos dispuestos en niveles discretos (Fig. 5.30. A-C). El yeso se presenta en agregados de calcita y yeso en forma de rosetas de ~ 2 mm de diámetro, con hábitos aciculares y nodulares característicos del yeso y/o anhidrita (Warren, 2006), que deforman las láminas micríticas/dolomicríticas en las que están incluidos (Fig. 5.30. C). Intercalado con los mudstones se identifican capas delgadas con granos terrígenos de cuarzo y escasos ooides de tamaño arena limosa. Además, se reconocen cortezas de ooides parcialmente sustituidas por yeso (Fig. 5.30. B y C). Se sugiere un crecimiento de tipo desplazativo para estos agregados de yeso intrasedimentario, es decir, un origen autigénico. Se forman por debajo de la interfase sedimento/agua en sedimentos no consolidados indicando una cristalización post-depositacional en un ambiente evaporítico (Demiccio y Hardie, 1194; Spencer, 2000). Esta microfacies se intercala a cuarzoarenitas limosas, *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados y *grainstones* oolíticos-intraclásticos.

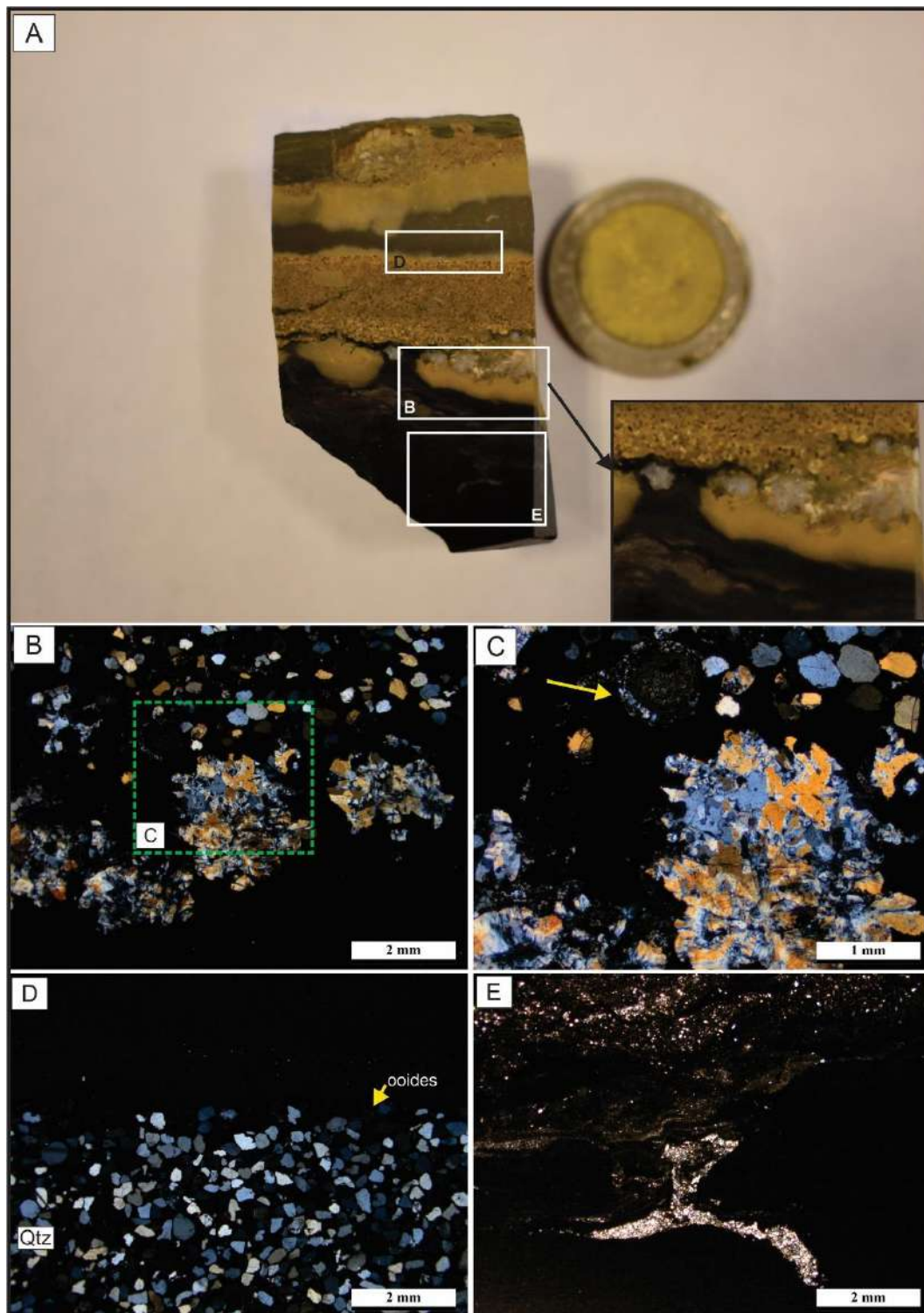


Figura 5.30. *Mudstones* laminados evaporíticos en la sección de Calilegua. **A.** Pastilla pulida que contiene las rosetas de yeso. Se reconocen bandas de grano fino oscuras que alternan con bandas granulares claras amarillas ocre y blanquecinas. El recuadro de la derecha es una ampliación del sector con los minerales evaporíticos. **B-E.** Secciones delgadas de diferentes partes de la pastilla pulida. **B.** *Mudstone* con las rosetas o nódulos de yeso. **C.** Detalle de B mostrando el hábito del yeso. La flecha señala un oolite con la lámina cortical parcialmente reemplazada por yeso. **D.** Abajo: banda granular compuesta por escasos ooides y cuarzo subangular con buena selección seguida hacia arriba por una banda micrítica. **E.** *Mudstones* oscuros con partes disueltas y rellenas de cemento esparítico en tonalidades claras.

5.2.28. *Boundstones* microbialíticos peloidales micro-columnares

Estos microbialitos presentan una gran diversidad de micro estructuras, tipos de láminas que lo componen y material dentro de espacios intercolumnares (Fig. 5.31. A-F). Están compuestos por láminas creciendo en forma abovedada en sentido vertical, con una relación alto: ancho 4:1 o incluso más (Fig. 5.31. A-C). Se trata de una variedad de micro estructuras digitadas y microcolumnares, a veces con formas complejas, separadas entre sí por espacios intercolumnares. Las láminas que forman estos *boundstones* son de micrita densa marrón oscuro (0.3-0.5 mm de espesor) y láminas de micrita micropeloidal oscura (0.3-0.5 mm de espesor), grumosas y grumosas-peloidales (Fig. 5.31. A-C). Los espacios intercolumnares están rellenos con granos carbonáticos de tamaño fino a medio. Entre ellos, peloides, bioclastos (típicamente ostrácodos) e intraclastos micríticos cementados por microesparita que puede estar parcialmente dolomitizada por lo que adquiere colores marrón ocre. Este tipo de relleno es definido como un *grainstones* a *packstones* bioclástico-peloidal, que ha estado sujeto a procesos de recristalización y posteriormente, dolomitización (Fig. 5.31. D-F). En ocasiones, las paredes de las micro-columnas están recristalizadas compuestas por esparita a microesparita, siendo el mismo tipo de material que rellena las ventanas (Fig. 5.31. A). Se observa también, microporosidad con poros < 10 μm , son poros esferoidales y están distribuidos en sectores de las láminas, rellenos de esparita subhedral y microesparita. En algunos cortes se observó pseudomorfos de halita posiblemente disueltos y reemplazados por cemento esparítico (Fig. 5.31. E). Además, en el interior de estos pseudomorfos se observan inclusiones de granos carbonáticos como peloides y otros granos micríticos (Fig. 5.31. F).

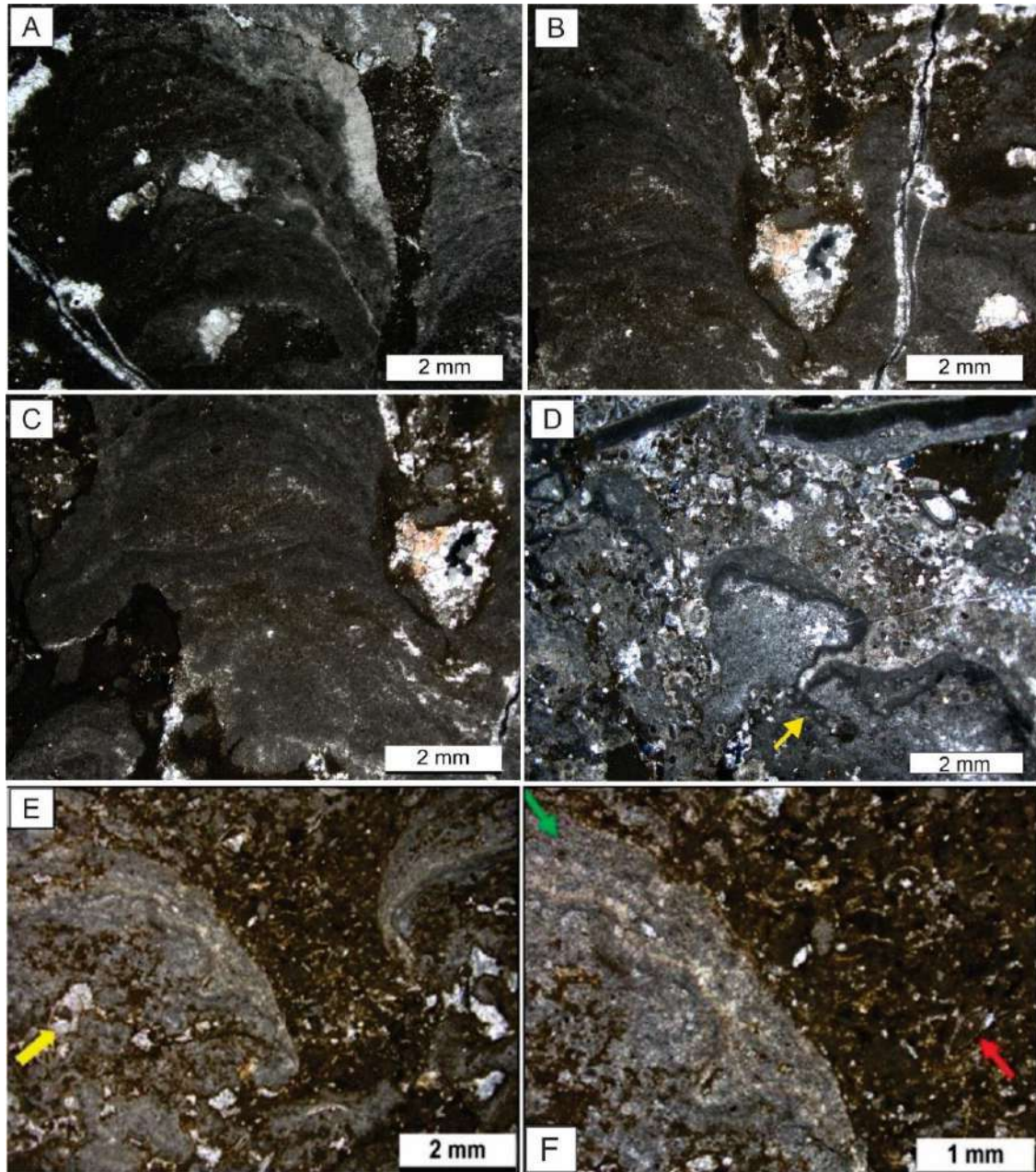


Figura 5.31. *Boundstones* microbiales micro-columnares. **A-D.** Las micro-columnas o dígitos están formados por láminas de micrita densa oscura que alterna con láminas de microesparita. **E.** Láminas estromatolíticas con su espacio interdómico rellanado por *grainstones* a *packstones* bioclástico peloidal (centro de la figura). Hay fenestras rellenas por cemento esparítico (flecha amarilla). **F.** Detalle de la figura E, donde se puede observar las láminas estromatolíticas de calcita cristalina de grano fino, con microfábrica fibrosa-radial (flecha verde) y el relleno interdómico afectado por dolomitización y recristalización se reconocen de bioclastos (flecha roja) y peloides.

5.2.29. *Boundstones* microbiales micro-dómicos con porosidad fenestral

Estos microbialitos se caracterizan por su micro estructura cómica, con una relación alto: ancho aproximadamente 2:1, compuesta por la alternancia de bandas claras y oscuras de variada composición (Fig. 5.32 A-I). Es común que hacia las partes cuspidales de los domos se unan a otros, formando microbialitos

coalescentes (Fig. 5.32 A), o que adquieran formas cónicas. Se reconocieron láminas de micrita micropeloidal oscura (0.3-1 mm), formadas por microfábricas grumosas y grumosas-peloidales que contienen granos carbonáticos dispersos y cristales evaporíticos (Fig. 5.32. C, D, E, G). Estos *clots* están compuestos por gránulos de micrita irregulares y peloides. Los peloides (20-200 μm) son subredondeados y ocasionalmente están rodeados de cemento de microesparita. Las láminas se acuñan progresivamente hacia los bordes y estar afectadas por microporosidad (Fig. 5.32. A, B) o fenestras de forma irregular (Fig. 5.32. C, D, E, G). Intercaladas a estas últimas, se encuentran láminas granulares (1-3 mm de espesor), formadas por granos carbonáticos y silicoclásticos. Los aloquímicos reconocidos en estas láminas y en los espacios intercolumnares son intraclastos, ooides, peloides, granos micríticos recubiertos y fragmentos de ostrácodos. Los ooides, con tamaños arena fina a media, tienen varias láminas concéntricas con una textura fibrosa-radial y tangencial, muchos de ellos están fragmentados y/o deformados. Son ooides simples mayormente, con núcleos formados por granos micríticos, bioclastos y ocasionalmente granos detríticos (Fig. 5.32. A-C, H, I). Las superficies externas de los ooides varían de lisas a crenuladas. Los ooides compuestos aparecen ocasionalmente con tamaños de hasta 1 mm. Los peloides tienen forma redondeada con una buena selección y tamaño arena fina a limo. Se presentan dispersos dentro de la matriz. Los bioclastos presentes son ostrácodos, muy fragmentados y desarticulados, algunos están rellenos por microesparita. Otro tipo de lámina presente, son las láminas de esparita botroidal (0.5-3 mm de espesor), estas alternan comúnmente con las láminas de micrita (tanto las densas como las porosas). Los cristales de abanico de esparita que las componen, tienen sus ejes largos perpendiculares a la laminación y son claramente visibles bajo luz polarizada cruzada (Fig. 5.32 A y F). La continuidad de las láminas es variable, adelgazándose hacia los bordes de las cúpulas y columnas. Las láminas claras calcíticas están parcialmente reemplazadas por sílice, que puede ser cuarzo microcristalino, chert o calcedonia. Dicha sílice también sustituye a las cortezas y núcleos oolíticos (Fig. 5.32. H, I). La silicificación es un fenómeno bastante manifiesto en la Formación Yacoraité, aunque no involucra grandes volúmenes de roca, donde la calcita o la dolomita ha sido reemplazada por sílice (cuarzo, calcedonia o chert). Una característica claramente visible de esta microfacies es la porosidad fenestral formada por cavidades alargadas e irregulares dispuestas paralelas a la laminación estromatolítica. Estos poros pueden estar parcial o completamente rellenas por cemento esparítico, micrítico a micropeloidal, materia orgánica o cuarzo microcristalino (Fig. 5.32. E, F y G). Las fenestras también pueden estar ocupadas por pseudomorfos de halita, posiblemente disueltos y reemplazados posteriormente por cemento esparítico (Fig. 5.32. C y D). Además, en el interior de estos pseudomorfos se observan inclusiones de granos carbonáticos como peloides y otros granos micríticos. Esta microfacies puede variar con los *boundstones* microbiales micro columnares.

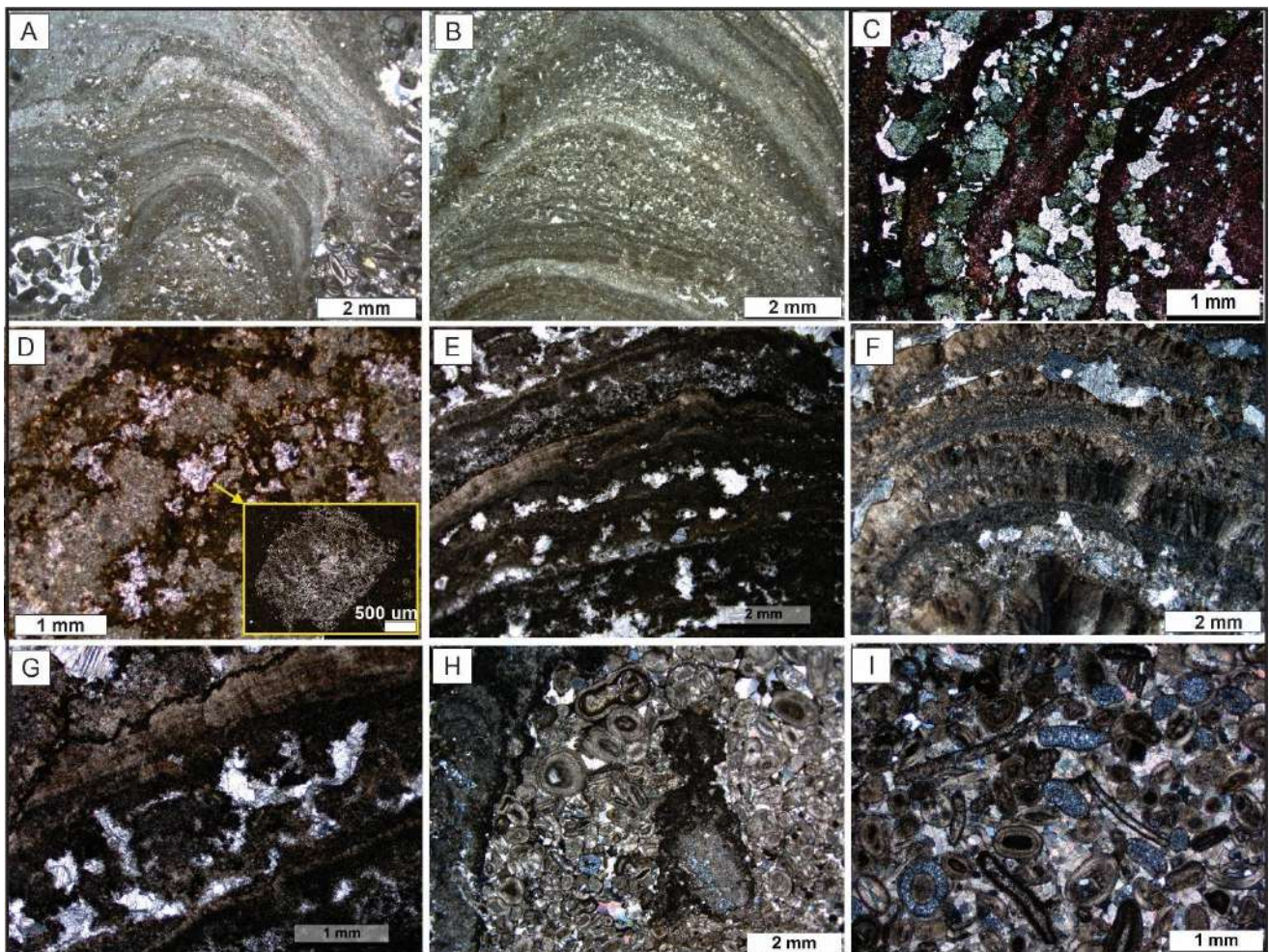


Figura 5.32. A. *Boundstones* microbiales microdómicos. Variedad de estructuras dómicas, algunas más cónicas como en (B). C. Fenestras ocupadas por pseudomorfos cúbicos de halita. La tinción muestra la composición calcítica de las bandas estromatolíticas y dolomítica de los pseudomorfos. D. Entre las láminas se desarrolla porosidad fenestral, las cuales están rellenas por pseudomorfos cúbicos de halita reemplazados por dolomita con bordes rojizos oscuros. El cuadro amarillo muestra un cristal pseudomorfo con textura en parte micropeloidal. E. Bandas estromatolíticas mostrando porosidad fenestral con esparita de relleno. F-G. Láminas formadas por caliza cristalina, micrita densa oscura y micrita micropeloidal. También se observan fenestras reemplazadas por esparita y pequeños granos aloquímicos. H. Relleno interdómico compuesto por grainstones oolítico-bioclásticos. variedad de componentes, entre los cuales se encuentran intraclastos y ooides de ~ 1,5 mm parcialmente silicificados. En la parte central de la imagen se observa un intraclasto micrítico y hacia la izquierda se parte de un domo con microporosidad. Las fenestras están reemplazadas por cuarzo microcristalino. I. Detalle de H, se reconoce también cuarzo microcristalino como parte de las cortezas y núcleos oolíticos.

5.2.30. Calizas cristalinas bandeadas

Está constituida por ~80% de bandas paralelas de esparita fibrosa con extinción radial, esparita en mosaico y meso-esparita (Fig. 5.33. A-C). Las bandas cristalinas tienen espesores de entre 0.5 y 2 mm, su límite superior suele ser neto mientras que el inferior es difuso, se disponen de manera transversal a la sección delgada con geometría tabular (Fig. 5.33. B). Las bandas calcíticas pueden estar parcialmente sustituidas por cuarzo microcristalino, chert o calcedonia quedando relictos sin reemplazar (Fig. 5.33. D-F). Esta microfacies se encuentra alternando dentro de los *boundstones* microbiales dómicos.

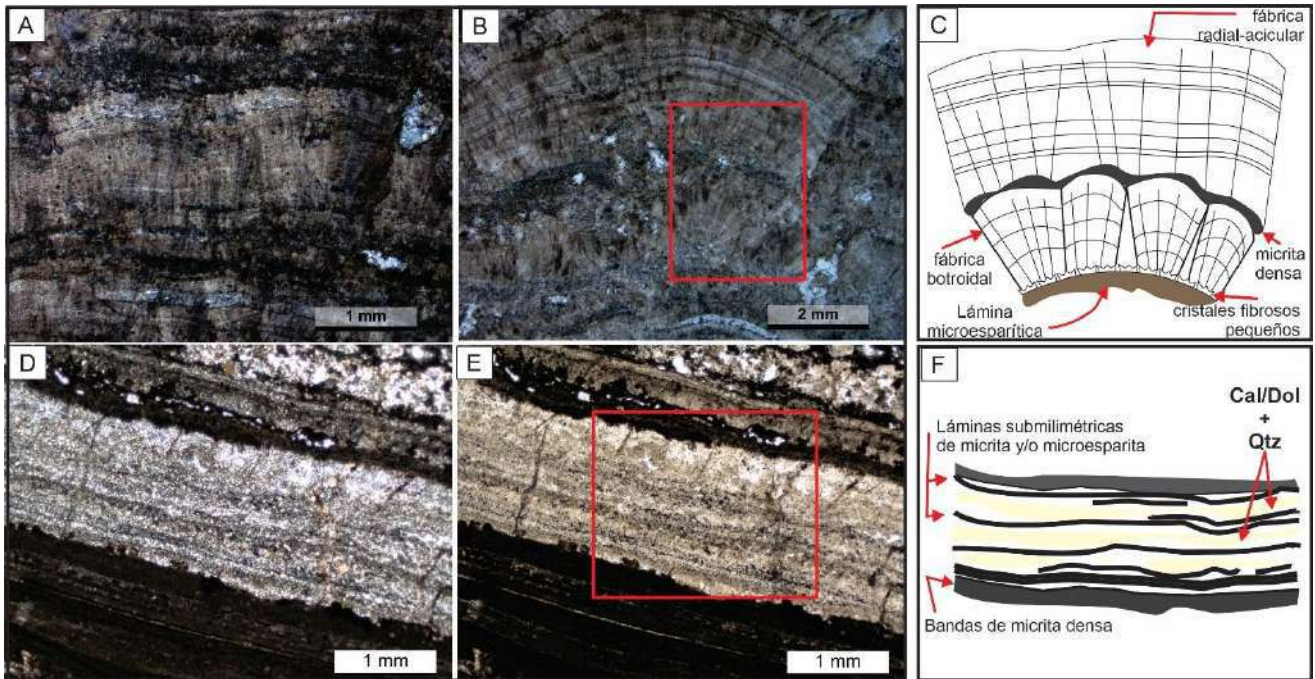


Figura 5.33. Calizas cristalinas. **A-B.** Bandas cristalinas onduladas en estromatolitos formados por calcita con hábitos aciculares que se intercalan con láminas de reducido espesor de micrita densa oscura. Nótese algunas fenestras rellenas con cuarzo microcristalino. **C.** Esquema representativo de las calizas bandeadas de A y B mostrando los diferentes hábitos cristalinos presentes en este caso con predominio de fábricas de tipo botroidal y radiales. **D-E.** Bandas cristalinas paralelas en estromatolitos formados por un agregado de calcita/dolomita parcialmente silicificadas. Las bandas oscuras corresponden a micrita densa que podría tener materia orgánica, aunque no se hicieron los análisis correspondientes para su correcta determinación. **F.** Esquema representativo de D y E mostrando un estilo totalmente diferente al anterior, con hábitos microcristalinos y mayor presencia de reemplazos por sílice.

5.2.31. Pelitas limo-arcillosas calcáreas

Se trata de fangolitas y limoarcillitas, con fuerte reacción calcárea, laminación paralela y bioturbación considerable (Fig. 5.34. A-F). No contienen aloquímicos reconocibles, por lo que texturalmente esta microfacies se puede definir como una margá (roca que contiene una mezcla de arcilla y carbonato de calcio). La matriz es de grano muy fina, con componentes de tamaño limo a arcilla. Se observaron intercalaciones de láminas dentro de la matriz micrítica, definidas por un cambio granulométrico con espesores entre 50 -100 μm de granos tamaño limo a arenas finas (Fig. 5.34. A-C). Es probable que en algunas muestras la matriz este entremezclada con materia orgánica, que también aparece relleno espacios vacíos o se dispone paralela a la laminación (Fig. 5.34. C). Se observan distintas estructuras afectando esta microfacies como estructuras en forma de "V" rellenas con arenitas cuarzosas, estructuras con forma de tubos de pequeño diámetro, con contactos netos y rellenas también por la fracción arenosa (Fig. 5.34. D, F). Además, hay otras estructuras con forma de tubos verticales que cortan la laminación, fuertemente deformadas, similares a estructuras en forma de pliegues ptigmáticos (Fig. 5.34. D). Las pelitas limo-arcillosas suelen presentarse asociados a otras microfacies como los *mudstones laminares*,

grainstones-packstones oolíticos-arenosos o a microfacies de *boundstones* microbiales laminares-crenulados.

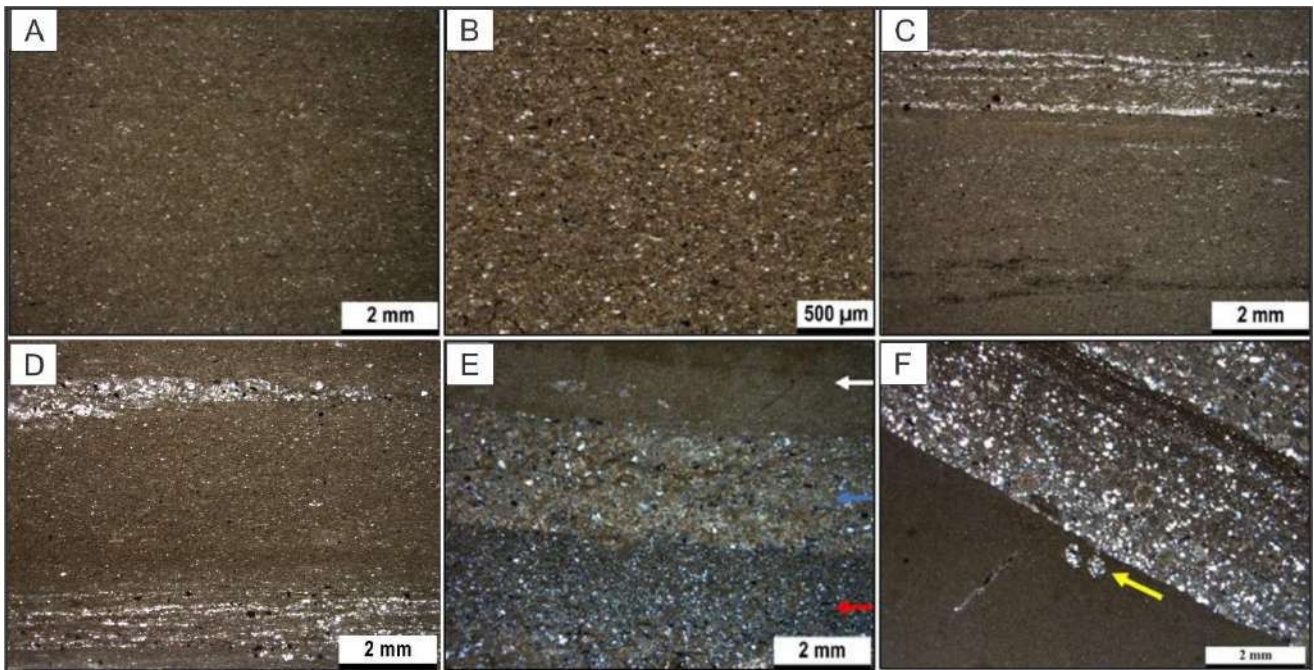


Figura 5.34. Pelitas limoarcillosas calcáreas. **A.** Matriz micrítica con granos tamaño limos y arcillas. **B.** Zoom de la figura A de los componentes de la matriz, los granos alargados de colores sobresalientes podrían ser filosilicatos. **C-D.** La parte superior de la figura muestra la intercalación de láminas compuestas de granos tamaño limo a arenas finas entre la matriz micrítica. **E.** Bandas finas de mudstones (flecha blanca) que intercalan con bandas más granulares con mayor o menor presencia de aloquímicos (bioclastos y peloides) (flechas roja y azul). **F.** Pelita limoarcillosas, en la parte inferior de la figura. Las dos estructuras en forma de tubos (flecha amarilla) están rellenas de material granular, es posible que sean micro perforaciones, evidenciando que el mudstones estaba endurecido al momento de ser bioturbado. Por encima, un *grainstones* a *packstones* oolítico peloidal arenoso, el cual presenta gradación normal.

5.2.32. Cuarzoarenitas bien redondeadas

Son cuarzoarenitas limosas, con textura grano-sostén y estructura masiva con un empaquetamiento cerrado. Está compuesta por material terrígeno que incluye principalmente granos de cuarzo y en menor proporción, feldespatos de tipo microclinos, fragmentos líticos y filosilicatos. Los granos de cuarzo tienen tamaños que van desde arena muy fina a gruesa, con formas subredondeadas a bien redondeadas, con esfericidad alta y moderada madurez textural (Fig. 5.35. A-D). En ocasiones, es posible reconocer extinción ondulante en las partículas de cuarzo. Se observa que la cementación es incompleta y muy escasa, en una vista en detalle se pueden reconocer minerales aciculares filosilicáticos por sus altos colores de interferencia y óxidos (Fig. 5.35. E y F). Los granos presentan micro fisuras, sus contactos pueden ser rectos o cóncavo-convexos (Fig. 5.35. E y F). Esta microfacies muestra grados variables de bioturbación. En algunos casos se pueden reconocer estructuras irregulares o en forma de tubos rellenos por granos de arena junto a una matriz micrítica (Fig. 5.35. A y B). Esta microfacies es típica de los niveles inferiores de la Formación Yacoraite,

precisamente del nivel calcáreo basal y se encuentra interdigitada con microfácies típicamente carbonáticas hacia arriba en la columna estratigráfica con mayor presencia de cemento calcáreo y granos aloquímicos progresivamente en aumento.

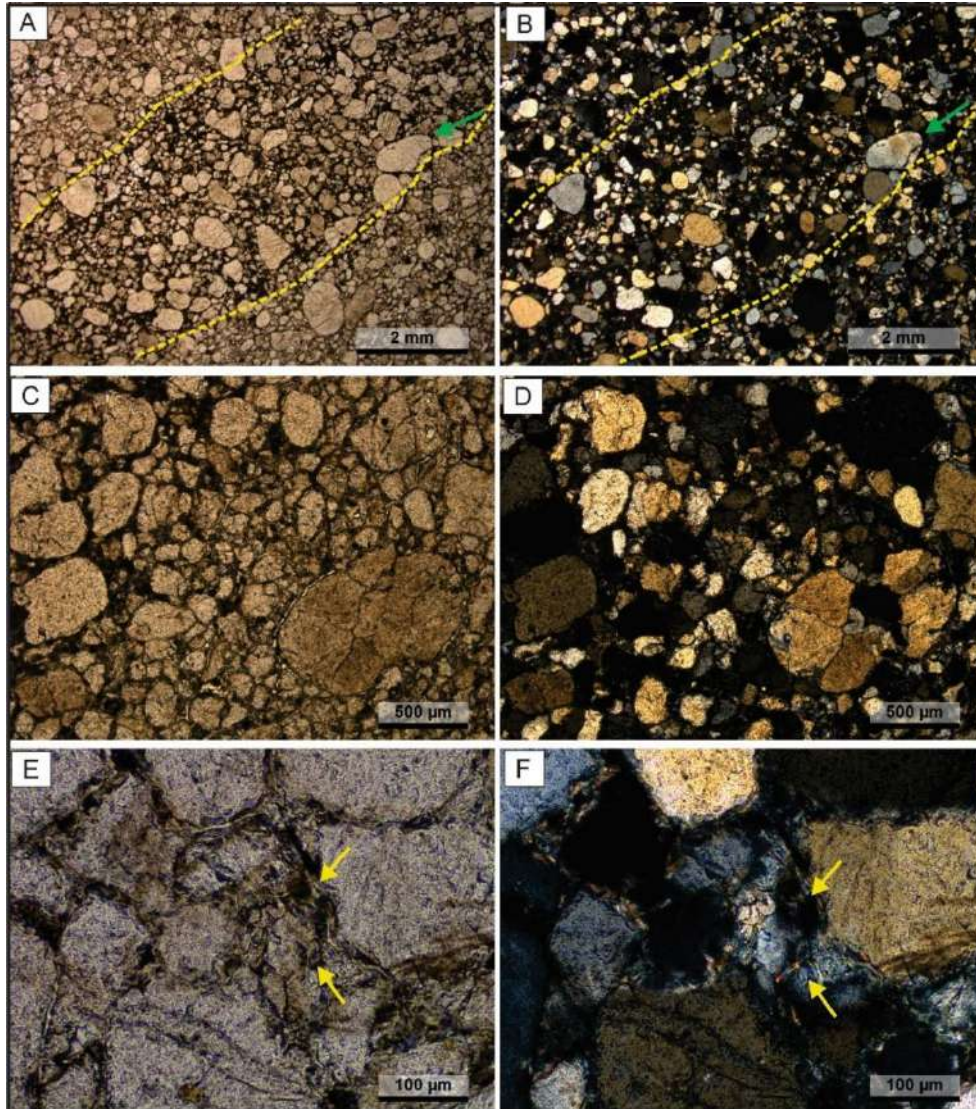


Figura 5.35. Cuarzoarenitas limosas. **A-B.** Granos terrígenos bien redondeados con moderada selección. En algunos granos es posible reconocer extinción ondulante (flechas verdes). Las líneas punteadas delimitan una zona más oscura, con cemento ferruginoso, la cual podría ser producto de bioturbación. **C-D.** Contactos lineales entre granos y fracturas internas en algunos de ellos reflejarían cierto grado de compactación de la roca. **E-F** Cemento arcilloso con algunos filossilatos entre los granos. Microfotografías izquierdas: nicols paralelos, microfotografías derechas: nicols cruzados.

5.2.33. Cuarzoarenitas bien redondeadas con cemento calcáreo

Son areniscas silicoclásticas de color gris a amarillo, en parte grano sostén y con estructura masiva (Fig. 5.36. A-F). Composicionalmente es similar a la microfácies anterior, pero con la presencia de cemento calcáreo-dolomítico, por lo que podría considerarse como una transición entre arenitas silicoclásticas y

calcarenitas. El material terrígeno constituye casi la totalidad de la roca, > 90% en algunos sectores, siendo el resto cemento. Texturalmente, se pueden distinguir dos tipos de modas granulométricas de acuerdo a su tamaño (y madurez). La fracción arena media es bastante madura, con partículas bien redondeadas a subredondeadas, con esporádica participación de feldespato de tipo microclino y micas (Fig. 5.36. A-D). Por otro lado, la fracción limo grueso-arena fina es un poco más inmadura, las partículas son subangulares y pueden ser más frecuentes las micas (Fig. 5.36. D). No se reconoce matriz, mientras que el cemento es esparítico con tonalidades amarillas ocres por lo que puede llegar a ser importante la dolomitización, como lo evidencian algunos cristales rómbicos presentes en el cemento interpartícula y el análisis por difracción de rayos X (Fig. 5.36. E). Estas microfacies se intercalan con las cuarzoarenitas limosas, *mudstones* laminares, *grainstones* oolíticos-bioclásticos con abundante cuarzo.

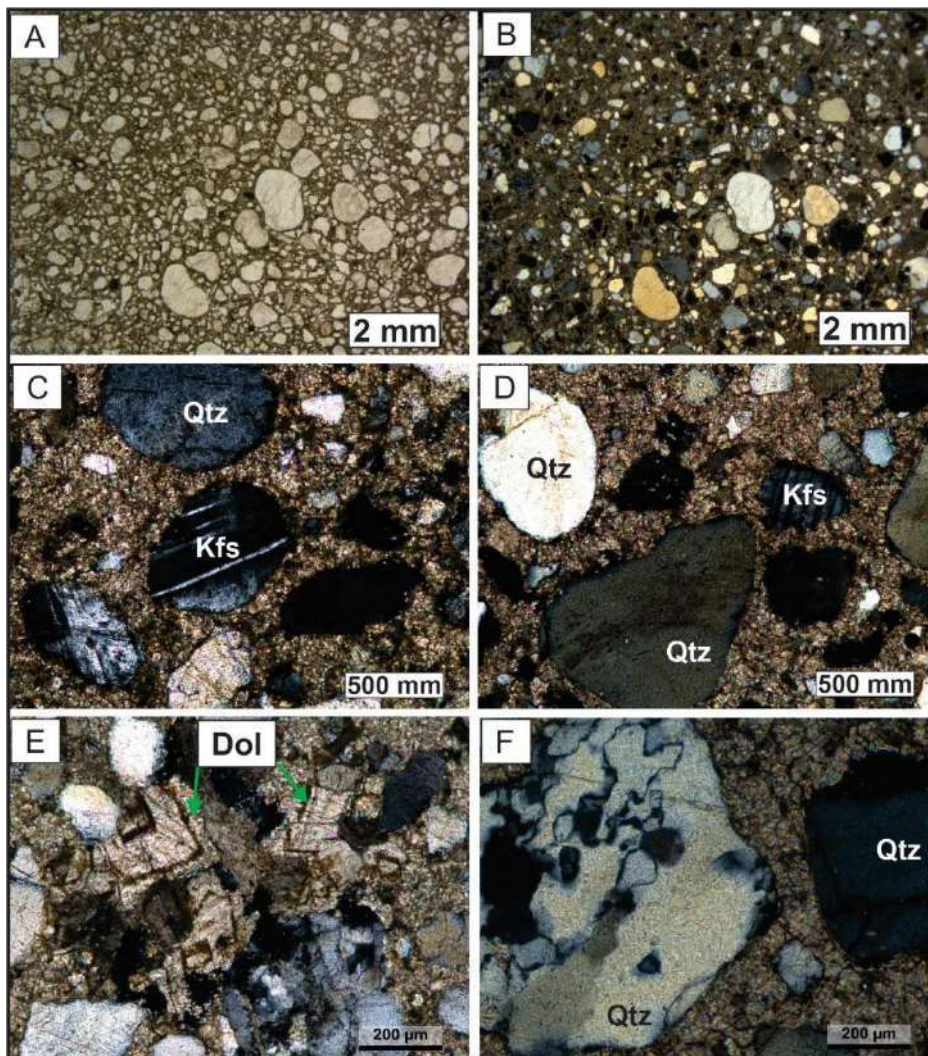


Figura 5.36. Cuarzoarenitas limosas con cemento calcáreo. **A-B.** Los granos que se observan son de cuarzo y feldspatos, bien redondeados y presentando al menos dos modas de tamaños. El cemento es calcáreo parcialmente dolomítico. A: nicoles paralelos, B: nicoles cruzados. C-D. Se reconocen granos de cuarzo y feldspatos, algunos de estos últimos podrían ser microclinos cementados

por un mosaico de calcita y dolomita color ocre. E. Cristales rómbicos de dolomita en el cemento (flechas verdes). F. En detalle se puede observar que los granos de cuarzo están alterados, como el grano de la izquierda que puede ser de origen metamórfico.

5.3. LOS OOIDES, COMPONENTES DISTINTIVOS DE LA FORMACIÓN YACORAITE.

5.3.1. Introducción

Esta sección resume el trabajo recientemente publicado en Coppa Vigliocco et al., 2022 que se adjunta en el Anexo 3. Se llevó a cabo un estudio de detalle que reporta sobre la diversidad de ooides de diferentes litotipos de la Formación Yacoraite (cuenca del Grupo Salta) en los Andes Centrales del noroeste de Argentina. Por su excepcional desarrollo, las facies oolíticas de la Formación Yacoraite han sido reconocidas desde los trabajos pioneros que describieron la unidad y han sido preliminarmente descritas en la mayoría de los trabajos sedimentológicos y estratigráficos posteriores (Marquillas, 1985; Palma, 2000; Marquillas et al 2005).

Los ooides de esta unidad muestran una excepcional diversidad de morfologías que podrían tener relevancia como indicadores de la química del agua y los procesos hidrodinámicos involucrados. Por ello, hemos abordado en detalle el análisis sedimentológico de los ooides, para lo cual fue necesario revisar los extensos criterios de nomenclatura de la bibliografía y proponer luego una metodología doble, que incluye el análisis de parámetros cuantitativos y cualitativos, a los fines de estandarizar la descripción y alcanzar una clasificación que permita comparar las diferentes asociaciones de ooides sobre la base de evidencias texturales sólidas. Esta propuesta incluye la descripción de caracteres internos y externos para comprender el crecimiento y la historia genética a nivel de partículas individuales en respuesta a los diferentes procesos ambientales. La clasificación permite la discriminación entre una variedad de morfologías, pero también la evaluación de la complejidad de los procesos involucrados en la formación de ooides. Para una interpretación paleoambiental, el estudio compara especialmente los ooides de la Formación Yacoraite con los formados en ambientes marinos, lagunares marinos y/o lacustres. Para esta primera aproximación metodológica e interpretativa, y su aplicación, hemos tomado como base los registros de oolitas de la sección de Espinazo del Diablo, por su excepcional desarrollo y diversidad de ooides y además por ser los menos conocidos en este aspecto.

5.3.2. La significancia y problemáticas del estudio de los ooides: antecedentes principales

Los ooides consisten en partículas carbonáticas esféricas a subesféricas de tamaño arena, generalmente de hasta unos 2 mm de diámetro, con capas calcáreas concéntricas que crecen alrededor de un núcleo de origen y composición variable (Flügel, 1982; Tucker y Wright, 1990). Estos individuos son granos de rocas llamadas oolitas (Brückmann, 1721; Burne et al., 2012), que están dominadas por ooides con una variedad de texturas. Los ooides de carbonato se forman típicamente en aguas poco profundas agitadas y saturadas de carbonato, lo que promueve la precipitación como partículas esféricas (Bathurst, 1972; Folk y Linch, 2001; Trower et al., 2017, 2018). Estos granos están representados en todos los períodos geológicos hasta el presente (Kalkowsky, 1908; Paul et al., 2011, Siahí et al., 2017). Su tamaño varía de <1 mm a >2 mm, como muestran los ooides gigantes de plataformas neoproterozoicas (Sumner y Grotzinger, 1993; Trower y Grotzinger, 2010; Trower, 2020) o los del Pérmico tardío en el sur de China (Li et al., 2013, 2015; Lehrmann et al., 2012; Mei y Gao, 2012; Li et al., 2020). Su interés sedimentológico se deriva del hecho de que los ooides brindan información valiosa sobre las interacciones sedimento-corriente y la química de carbonatos acuosos (Deelman, 1978; Rankey y Reeder, 2012). Además, los ooides pueden reflejar una impronta biológica si se forman a través de la precipitación mediada por actividad microbiana (Ariztegui et al., 2012; Díaz et al., 2017; Harris et al., 2019). Los ooides son significativos en la evolución de los registros estratigráficos de carbonatos marinos y lacustres en todo el mundo, y con frecuencia se pueden vincular a acumulaciones de hidrocarburos (Sandberg, 1975; Ferguson y Ibe, 1982; Davaud y Girardclos, 2001; Rankey et al., 2018).

Recientemente, varias contribuciones han brindado nuevos conocimientos sobre el origen de los ooides basados en aspectos internos y externos de detalle (ver Díaz y Eberli, 2019, y referencias allí). Algunos estudios han propuesto agregar nueva terminología genética (ooides maduros versus inmaduros, Sipos et al., 2018) y otros (Batchelor et al., 2018) han mostrado problemas derivados de la diagénesis temprana, que deben tenerse en cuenta y pueden complicar las interpretaciones. Los autores consideran que se necesita una síntesis actualizada de las variedades morfológicas y texturales existentes para: **(i)** aclarar la terminología; y **(ii)** iniciar el debate sobre el posible origen considerando la amplia gama de morfologías.

La comprensión del equilibrio entre el crecimiento y la abrasión y su impacto en el tamaño de estas partículas (Strasser, 1986; Sumner y Grotzinger, 1993; Sipos et al., 2018) se ha revitalizado en investigaciones experimentales recientes (Trower et al., 2017, 2018, 2020). Sin embargo, la variedad de características presentes y los controles que determinan su formación siguen siendo un tema de discusión y se propone una gama de posibilidades que van desde procesos físico-químicos dominantes (Deelman, 1978; Sumner y Grotzinger, 1993; Brehm et al., 2006; Anderson et al., 2020) a procesos biogénicos dominantes (Ariztegui et al., 2012; Edgcomb et al., 2013; Li et al., 2015, 2019; Batchelor et al., 2018; Sipos et al., 2018; Díaz et al., 2017, Harris et al., 2019).

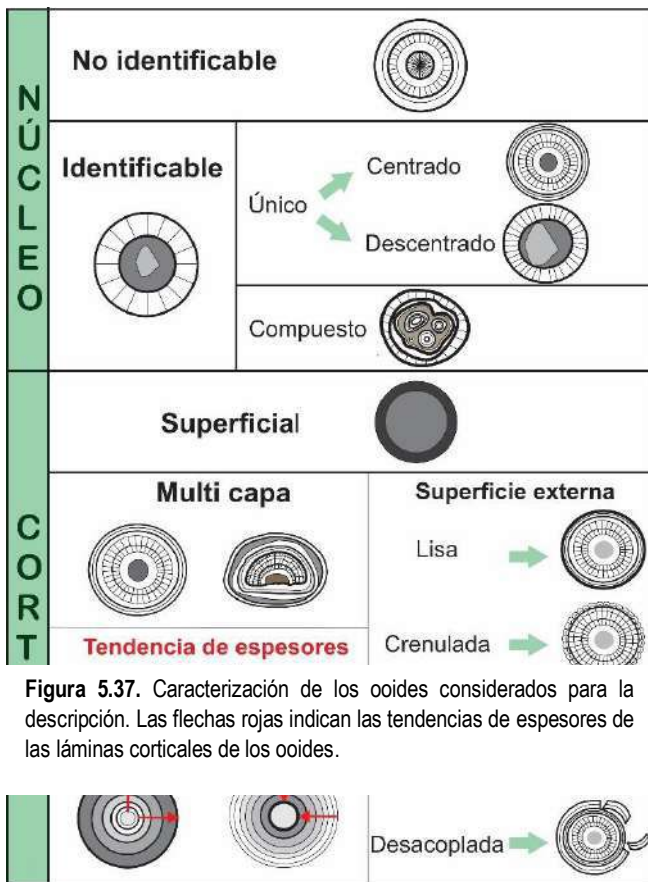
5.3.3. Terminología descriptiva en ooides

Siguiendo a Flügel (1982), el número de granos individuales que sirven como núcleo del ooide, así como su naturaleza y forma, se tienen en cuenta para diferenciar entre ooides simples y compuestos (Fig. 5.37). Así, los ooides simples son individuos con una partícula en su interior, mientras que los ooides compuestos consisten en dos o más partículas unidas para formar el núcleo de un nuevo ooide. Otros nombres que se han utilizado como sinónimos de ooides compuestos son ooides compuestos o complejos (Carozzi, 1964; Poncet, 1984) y poli-ooides (Kalkowsky, 1908; Chatalov, 2005).

Otro criterio considerado, es la posición relativa del núcleo, para discernir si las capas se desarrollan centradas o excéntricas alrededor de éste (Fig. 5.38). Cuando el núcleo está descentrado dentro del ooide, se describe como excéntrico (Gasiewics, 1984; Flügel, 2004).

La corteza de los ooides puede incluir una o varias envolturas. Cuando se pueden detectar divisiones más finas, puede ser importante diferenciar las láminas como un atributo interno de los revestimientos. Una lámina tiene un espesor promedio de 1 a 3 micras, pero las capas corticales pueden tener hasta un milímetro de espesor (Flügel, 2004). Los ooides con una sola capa cortical (Bathurst, 1967) se definen como ooides superficiales (Carozzi, 1957). Según Flügel (2004), el espesor de la capa debe ser al menos la mitad del diámetro del ooide completo. Por otro lado, los ooides de múltiples capas se caracterizan por dos o más láminas visibles a escala microscópica (Fig. 5. 38). En la literatura, estos ooides se clasifican como ooides normales (Flügel, 2004; Sandberg, 1975; Heller et al., 1980) u ooides regulares (Li et al., 2015).

También pueden reconocerse otras características dentro de una corteza multicapa que pueden usarse para desentrañar la estratigrafía cortical (Trower et al., 2020). Las tendencias de espesor de las láminas (Batchelor et al., 2018; Sipos et al., 2018) representan el historial de acreción (por ejemplo, engrosamiento o adelgazamiento o distribución aleatoria, Fig. 5.37). Por otra parte, las láminas individuales pueden mostrar el mismo grosor alrededor de todo el ooide, lo que implica consistencia de forma (Sandberg, 1975). Sin embargo, los ooides suelen mostrar modificaciones de forma debido a que el espesor de sus láminas no es constante con compensaciones de espesor o superficies de erosión expresadas como discordancias (Sipos et al., 2018; Trower et al., 2020). Algunos ooides pueden mostrar discordancias angulares internas, mientras que otros muestran sutiles truncamientos internos. Dentro de las calizas oolíticas, pueden ocurrir láminas parcialmente desacopladas, que permanecen sin unir, y las piezas desprendidas pueden desarrollar capas a su alrededor; Carozzi (1961) se ha referido a estas partículas como ooides regenerados. Berg (1944) se refirió a ellos como " ooides con hiatos ".



En relación con la microtextura de las láminas, la corteza es radial fibrosa cuando muestra cristales perpendiculares ('ooides beta' de Purser, 1980), o tangencial cuando los ejes principales cristales están alineados con la superficie de las láminas ('ooides alfa' de Purser, 1980). Puede existir un grado variable de micritización y recristalización, afectando ambos a los núcleos o a las láminas individuales. Los ooides con láminas micríticas no se diferencian cuando su composición varía entre componentes amorfos o criptocristalinos a escala microscópica. Cuando un ooide tiene una apariencia micrítica completa y ha perdido su forma redondeada primaria y sus láminas internas, queda fuera del esquema de clasificación y se considera un peloide, otra categoría de partículas aloquímicas.

En cuanto a la forma, además de las formas redondeadas externas clásicas (esferoide y elipsoide), pueden estar presentes una variedad de otras formas incluyendo, por ejemplo, formas elongadas, en varilla o banana. En el esquema de clasificación (Fig. 5.37), se incluye un término morfológico que describe la superficie externa del ooide. Para ello se utilizan los términos lisos, crenulado (micro-rugoso), festoneado (lobulado) e irregular o amibiforme, mostrando en ocasiones una disparidad entre ellos. A medida que la superficie se vuelve más compleja, adquiere diferentes nombres: los ooides cerebroides (Carozzi, 1962) se consideran un caso especial de morfologías festoneadas. Sin embargo, el término enfatiza la morfología interna, caracterizada por un patrón contorsionado irregular (Batchelor et al., 2018). Alternativamente, este patrón se puede describir como de cebra y lo consideramos como una característica de recristalización interna y se conserva el término festón para la estructura externa. Las formas lobuladas consisten en segmentos yuxtapuestos convexos, de longitud de onda constante, que pueden estar separados por segmentos cóncavos más cortos (Sandberg, 1975). Esta forma lobulada externa coincide con haces de cristales en forma de abanico ("rayos" de Eardley 1938; Kahle, 1974) o conjuntos de cristales fibrorradiados o en láminas (con frecuente extinción óptica fascicular), alternando con áreas oscuras micríticas. Más recientemente, Batchelor et al. (2018) incluyeron formas lobuladas similares dentro de modificaciones diagenéticas de estructuras ideales de ooides y propusieron el uso de dos nombres diferentes acuñados originalmente por Kalkoswky (1908): *spindelstruktur* y *kegelstruktur*. Está claro que las

descripciones detalladas (por ejemplo, Sandberg, 1975) ayudan a respaldar las interpretaciones diagenéticas, químicas o biológicas de los ooides.

5.3.4. Métodos aplicados en este trabajo

5.3.4.1. Procedimientos de campo y gabinete

Las secuencias estratigráficas de la sección de Espinazo del Diablo se describieron capa por capa a escala centimétrica para determinar el espesor, las características de la superficie, las estructuras sedimentarias, los fósiles y la clasificación litológica (Dunham, 1962). Las secciones fueron fotografiadas y muestreadas para la caracterización de litotipos. Se prepararon secciones delgadas por métodos convencionales para el análisis por microscopía de luz transmitida. Las secciones delgadas se tiñeron con rojo de alizarina alcalina S para diferenciar entre calcita y dolomita. Además, se usaron secciones pulidas de muestras de mano para describir características sedimentarias a escala mesoscópica.

5.3.4.2. Parámetros descriptivos cuantitativos para la forma

Se eligió el software Fiji (Rasband, 2004, Schindelin et al., 2012) para medir parámetros cuantitativos (ver Tabla 2) como imágenes, trazado y determinación de estadísticos de forma, relación de aspecto, circularidad y redondez.

Se realizaron varias transectas para cada sección delgada y se contaron un total de 400 a 500 puntos por sección para obtener porcentajes suficientemente significativos de tipos de ooides. Los parámetros de forma, determinados por el análisis de imágenes, se limitan a las dos dimensiones que son la proyección de la partícula en el plano. Fiji incluye un conjunto de medidas que incluyen descriptores de forma, que pueden tener implicaciones para el modo de transporte y depósito de los ooides estudiados (Folk y Ward, 1957; Cox y Budhu, 2008; Pruss y Clemente, 2011, Heilbronner et al., 2014; Trower et al., 2018). Los descriptores de forma incluidos en este análisis, además del diámetro de Feret (tomado como la distancia entre los dos puntos más alejados de la partícula, independientemente de su forma), incluyen: **(i)** la relación de aspecto (AR), las dimensiones del eje largo y corto del grano, que varía de uno a infinito y que es una medida de elongación de la partícula; **(ii)** circularidad, calculada como $4\pi A/P^2$, donde P es el perímetro y A es el área de proyección de la partícula (un círculo perfecto tiene una circularidad de uno y se define como el grado en que la partícula es similar a un círculo); y **(iii)** redondez, calculada como $4A/\pi LM^2$, donde LM es el eje largo de una elipse que puede caber en

un objeto, que es una medida de la nitidez de las esquinas de un grano y se expresa como una relación con el promedio de la curvatura de la partícula en su conjunto, independiente de la forma (Krumbein, 1941; Riley, 1941; Barrett, 1980; Blott y Pye, 2008; Cox y Budhu, 2008; Sochan et al., 2015). Para ampliar y complementar el análisis de ooides individuales, también se agregaron el grosor de la corteza en milímetros, el número de láminas y el diámetro de los núcleos.

El análisis cuantitativo también incluyó el parámetro poblacional como la mediana del tamaño de grano (D50) y el grado de clasificación. Se realizaron una serie de medidas estadísticas que incluyeron: (i) tendencia central (mediana, moda y media); (ii) el grado de clasificación, curtosis y asimetría que enfatiza la distribución de la forma (Friedman, 1961; Folk, 1974). Los parámetros estadísticos y las representaciones gráficas del tamaño de grano se dan en unidades phi según la fórmula: $\Phi = -\log 2d$, donde d es el diámetro ooide externo en milímetros (Folk y Ward, 1957).

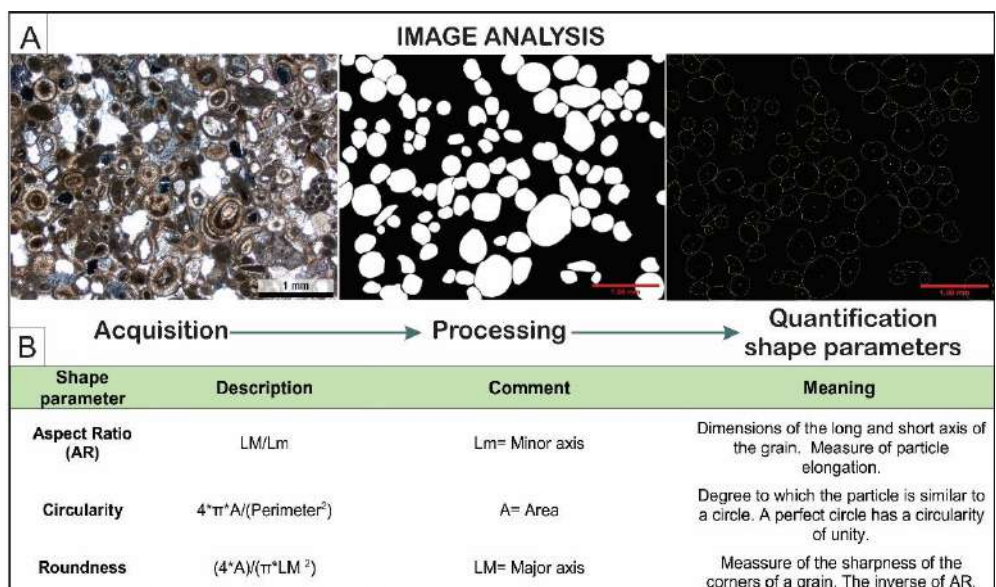


Figura 5.38. Análisis de imágenes para la obtención de parámetros cuantitativos de los ooides analizados.

5.3.4.3. Parámetros descriptivos cualitativos para los ooides

Se desarrollaron una serie de pasos analíticos (ver diagrama de flujo en la Fig. 5.39) para determinar los diferentes aspectos cualitativos que muestran los ooides para los diversos litotipos, e incluyeron tanto el núcleo como la corteza (Fig. 5.38). Primero, se determinó si se podía identificar un núcleo. Cuando estaba presente, se determinó la naturaleza o composición (carbonático versus no carbonático), tamaño de grano, forma, preservación y redondez. En la descripción se incluyó una comparación de la composición del material de los

núcleos entre otros aloquímicos (por ejemplo, bioclastos e intraclastos) o granos no aloquímicos (extraclastos) dentro de cada muestra.

Después de la identificación (Fig. 5.39), se determinó la información sobre la microfábrica de las láminas. Esto incluyó la orientación de los cristales (fibrosos radiales, concéntricos tangenciales, radiales y concéntricos, micríticos o una combinación de estos tipos) dentro de la corteza.

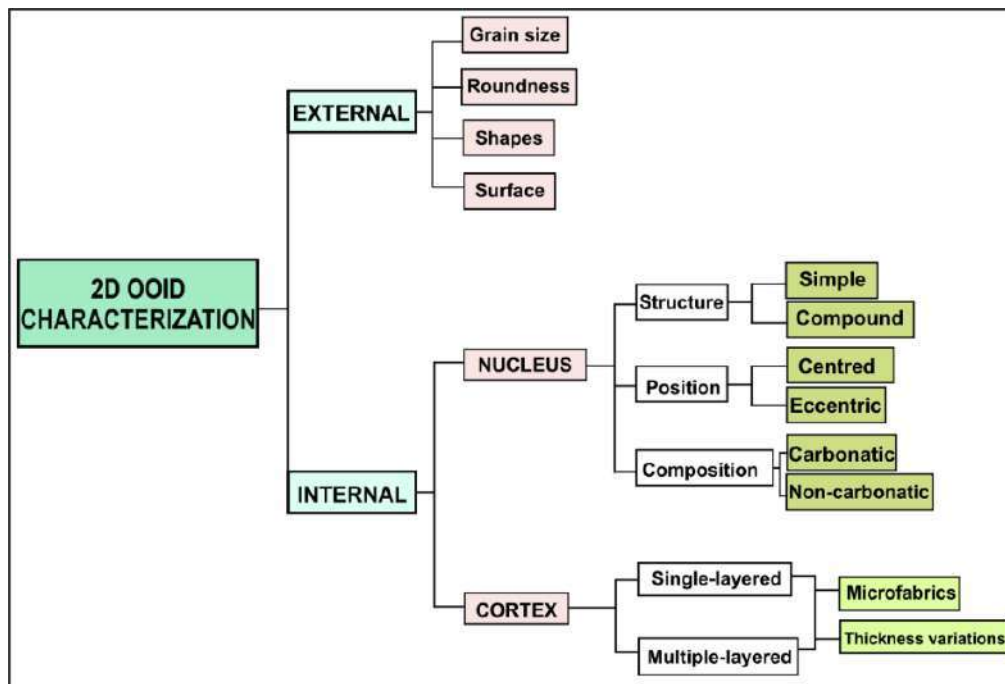


Figura 5.39. Diagrama de flujo para la caracterización de ooides en sección delgada.

5.3.5. Descripción de litotipos, diversidad de ooides e interpretación de paleoambientes

Se describen los principales litotipos oolíticos (Fig. 5.40). Los litotipos de estromatolitos, tanto planar-crenulados dentro de los ambientes de aguas poco profundas influenciados por las mareas como depósitos submareales en gran medida aislados o conectados lateralmente, también incluyen láminas muy delgadas ricas en ooides que se alternan con fábricas micropeloidales o cristalinas.

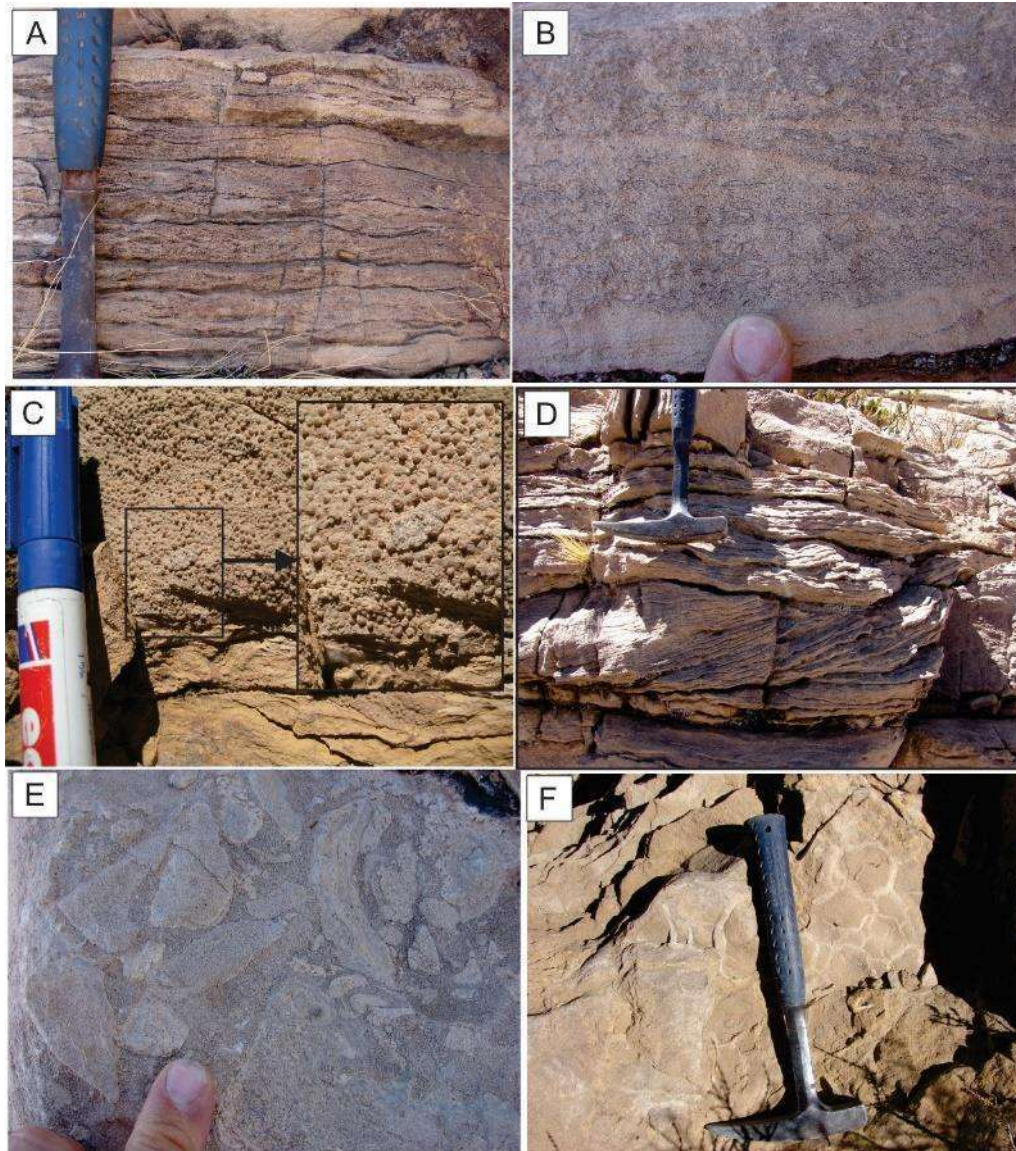


Figura 5.40. Fotografías de afloramiento mostrando las características sedimentológicas de una variedad de grainstones y rudstones ricos en ooides, miembro inferior de la Formación Yacoraite, sección Espinazo del Diablo. **(A)** grainstones peloidales-oolíticos de capa delgada con flaser ondulado. **(B)** grainstone esquelético-oolítico packstone gradado. Obsérvese la estratificación cruzada de bajo ángulo. **(C)** grainstone-oolítico intraclástico gradado que muestra una variedad de ooides, gradaciones y un intraclasto (i, grainstones oolíticos estratificados). **(D)** Packstone-grainstone oolítico estratificado (martillo para escala). **(E)** y **(F)** Litotipo heterolítico mixto de capas finas con brechas y grietas vistas en planta.

1) **Grainstones peloidales-oolíticos laminados**

Este litotipo ocurre en la parte inferior de la sucesión estratigráfica (ver capítulo 4, Fig. 4.5) y consiste en calizas arenosas amalgamadas de grano fino a moderadamente seleccionadas (1–2 cm y hasta 10 cm de espesor). (Figura 5.40 A). Los sedimentos muestran un lecho laminar a ondulado con contactos superiores e inferiores paralelos a ondulados y particiones fangosas de grano más fino menores (escala milimétrica). También contienen laminación cruzada bimodal en canal que muestra haces de láminas inclinadas opuestas con frecuentes superficies en forma de pala y truncamientos internos. Se producen formas de ondulación en gran medida simétricas (índices de ondulación que oscilan entre 10: 1 y 6: 1) con formas de chevrón fuertemente simétricas a ligeramente

asimétricas (índices de simetría <2). Las formas en planta muestran crestas onduladas agudas, rectas a ligeramente sinuosas que producen una continuidad notable y una separación constante con bifurcaciones ocasionales, crestas en zigzag y patrones de interferencia raros similares a mosaicos. Este litotipo muestra una sutil bioturbación.

Composición: Los aloquímicos están representados por ooides (aprox. 40 %), granos detríticos (aprox. 18 %), peloides (aprox. 15 %), bivalvos y ostrácodos (<2 %) e intraclastos redondeados (<5 %). Los peloides son redondeados y un poco más pequeños que los ooides en promedio. Hay cementos de calcita esparítica (aprox. 20 %) y particiones locales de micrita (lutitas).

Interpretación ambiental: Los grainstones peloidales oolíticos ondulados completamente laminados y con capas delgadas se interpretan como un litotipo submareal poco profundo de energía relativamente alta. La laminación cruzada bimodal generalizada (tipo *chevrón*) que muestra haces de láminas inclinadas opuestas con superficies redondeadas frecuentes y truncamientos internos, junto con marcas onduladas simétricas en forma de planta, indican actividad de flujo oscilatorio predominante bajo la influencia de base de ola de buen tiempo. Los patrones en mosaico, así como las crestas en *zig-zag*, se interpretan como defectos de ondulación debido al cambio del desequilibrio del flujo y los componentes de perturbación asociados con el forzamiento elíptico casi circular en la parte superior de la capa límite inferior (Roos y Blondeaux, 2001, Perron et al., 2018, Myrow et al., 2018). No se encontró evidencia de exposición subaérea. La amalgamación recurrente y una relación arenas/finos muy alta indican la deposición dentro de un cinturón de facies sublitoral (submareal) predominantemente granulada de alta energía.

Diversidad de ooides: este litotipo muestra la mejor clasificación de ooides y el histograma de frecuencia tiene una distribución de tamaño casi simétrica (Tabla 5.2, Fig. 5.43. A). Predominan los ooides simples de múltiples capas (Tabla 5.3, Fig. 5.41 A-C), que generalmente consisten en dos o tres láminas. Presentan cristales radiales de calcita con una disposición concéntrica de envolventes, alternando con finas capas oscuras de micrítico. Los ooides redondeados tienen predominantemente núcleos detríticos (99% cuarzo). Los núcleos centrados forman la mayor parte de los ooides, aunque también se presentan tipos excéntricos. Los ooides superficiales también están presentes y consisten en cristales aciculares de calcita orientados radialmente dentro de la corteza, algunas láminas están formadas por micrita homogénea, turbia y densa (Tabla 5.3). El revestimiento superficial a veces es incompleto y desigual (a menudo más grueso en un lado del núcleo que en el otro) y la superficie externa de todos los tipos de ooides en este litotipo es lisa (Fig. 5.41 A). También están presentes ooides con una capa cortical externa rota y desacoplada. Subordinadamente se presentan fragmentos de corteza que luego fueron laminados con una o dos capas de calcita con tejido fibroso-radial. En general, los ooides muestran contactos lineales y ligeras interpenetraciones (Fig. 5.41 B).

Los ooides compuestos sobredimensionados contienen generalmente dos individuos de forma alargada e irregular. También pueden incluir ooides simples, granos de cuarzo, peloides de micrita y bioclastos, que muestran contactos de granos puntuales o están amortiguados por una cantidad variable de micrita. Los ooides compuestos generalmente desarrollan un borde superficial de aproximadamente 0,02 mm de espesor de tejido fibroso-radial de calcita que envuelve completamente el oide. En algunos casos la envolvente es de micrita (Fig. 5.41 C).

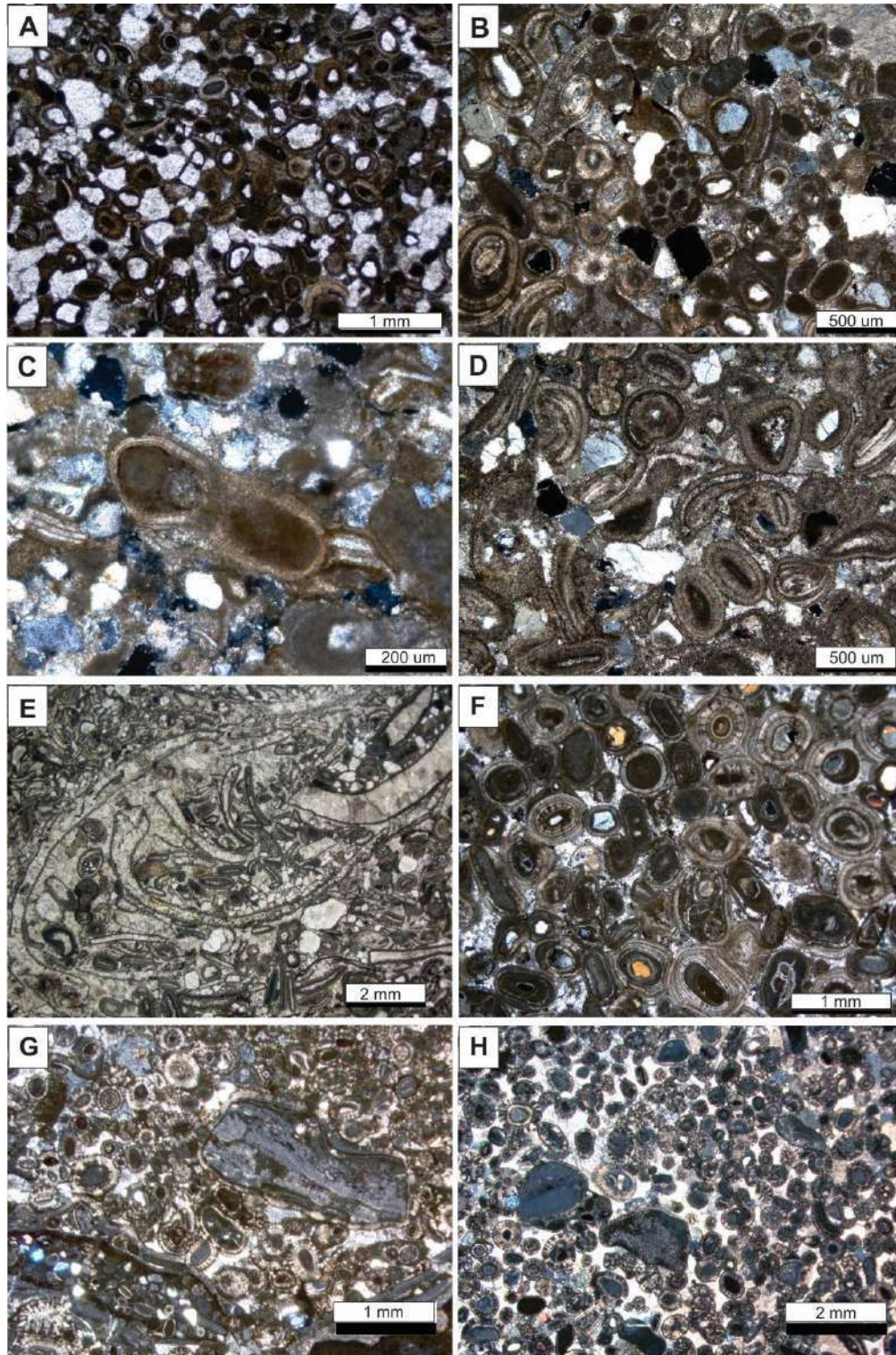


Figura 5.41. Fotomicrografías de secciones delgadas de litotipos de la Formación Yacoraité. (A) a (C) grainstone peloidal-oolítico de estratificación paralela y estratificación heterolítica con exposición subaérea, (D) y (E) grainstone-oolítico esqueletal gradado (F) grainstone oolítico de estratificación cruzada y (G) y (H) grainstone-rudstone oolítico intraclástico gradado. (A) grainstone arenoso bien clasificado con pequeños ooides comúnmente superficiales. (B) y (C) grainstones arenosos que muestran una variedad de ooides e intraclastos ricos en peloides. Obsérvese el ooide compuesto superficial en el centro de (C) (dos individuos, uno de ellos compuesto. (D) y (E) grainstone bioclástico-oolítico con ooides comunes en forma de varilla alargada. Los ooides muestran una variedad de núcleos: ostrácodos, bivalvos, peloides y extraclastos detriticos. Obsérvese el apilamiento de conchas y la micritización en (E). (F) Buena clasificación y variedad de ooides. (G) Mala selección e intraclastos estratificados entre los ooides. (H) Fuerte bimodalidad.

2) *Grainstones-packstones* oolíticos esqueléticos

Este litotipo se presenta en la parte inferior y superior de la sucesión (Fig. 4.5), y se caracteriza por calizas tabulares grises y amarillentas con base y techo planos a ondulados. El grosor de la capa varía entre 5 y 10 cm, incluidos restos esqueléticos de gran tamaño (Fig. 5.40. B). Los bancos tabulares son continuos a lo largo del afloramiento con poco adelgazamiento a lo largo de cientos de metros. Están intercalados por capas delgadas de *grainstones* peloidales-oolíticos ondulíticos. Ocasionalmente, estos niveles muestran sets de láminas entrecruzadas y frecuentes ondulaciones simétricas son comunes en la parte superior. Se encuentran escasos intraclastos de guijarros rara vez imbricados. Internamente, las capas exhiben laminación paralela, estratificación HCS (longitudes de onda entre decenas de centímetros y 1 m) y varios truncamientos de ángulo bajo ($<10^\circ$). Los bioclastos son prominentes en estas litologías y pueden diferenciarse fácilmente de otros aloquímicos.

Composición: Este litotipo está compuesto por aproximadamente un 50 % de ooides y aproximadamente un 30 % de bioclastos, incluidos moluscos completos de gran tamaño (bivalvos y gasterópodos), hasta *packstones* de conchillas fragmentadas, a veces anidadas y visiblemente perturbadas por bioturbación (Fig. 5.40.6 B). Están presentes foraminíferos subordinados y restos de carófitas, así como intraclastos (aprox. 5 %, generalmente fragmentos de *grainstones* oolíticos, *packstones* o *mudstones*, ya sea amalgamados, laminados o masivos) y hasta aprox. 10 % de granos detríticos. El cemento de calcita esparítica es generalizado (13% en promedio) y hay dolomitización parcial intergranular a intragranular. El sedimento intersticial del tamaño de un limo se deposita en superficies libres, frecuentemente en conchas de bivalvos más grandes (Fig. 5.41. E).

Interpretación ambiental: Se interpreta que los *packstones* esqueléticos-oolíticos gradados representan capas de tormenta ricas en bioclásticos que se acumularon entre la base de las olas de buen tiempo y la base de las olas de tormenta (Ginsburg y Hardie, 1975; Kidwell et al., 1986; Gomez y Astini, 2015). Su diversidad de composición (Benedetto y Sanchez, 1972; Marquillas et al., 2005, 2007; Console Gonella et al., 2012, 2017) indica varias fuentes relativamente próximas dentro de un entorno marino poco profundo.

Diversidad de ooides: Los ooides en este litotipo tienen formas redondeadas a combadas y en varillas con tamaños que varían entre arena media y gruesa. Predominan los ooides de forma alargada con bioclastos como núcleos. Los histogramas muestran una distribución asimétrica sesgada positivamente (Fig. 5.43. B) y ooides moderadamente a bien seleccionados (Tabla 5.2).

Los ooides de múltiples capas dominan, más del 80%, con núcleos claramente identificables compuestos en gran parte por ostrácodos, gasterópodos, fragmentos de bivalvos y peloides (Tabla 5.3). Se encuentra una menor cantidad de extraclastos detríticos tanto en los núcleos ooides simples como en la matriz sedimentaria (Fig. 5.41. D). Mientras que los tipos más redondeados muestran un grosor uniforme de la corteza, los tipos alargados (en

forma de varilla) muestran un engrosamiento diferencial hacia el diámetro aparente más grande (Fig. 5.41. D y E). Cuando los núcleos consisten en bioclastos cóncavos, la curvatura se compensa después de unas pocas capas mediante un sutil engrosamiento de la envoltura dentro del lado cóncavo.

Este litotipo no incluye ooides superficiales simples, pero contiene varios granos esqueléticos con revestimientos de micrita (Tabla 5. 3). Los ostrácodos generalmente conservan ambas conchas que pueden estar sustancialmente engrosadas, lo que a veces dificulta la distinción entre ooides y bioclastos. Los ooides multicapa simples incluyen entre dos y diez capas, donde el tejido fibroso-radial o radial-concéntrico de color marrón claro se alterna con láminas micríticas delgadas y oscuras. Algunos ooides comienzan con una lámina micrítica oscura inicial que rodea completamente un núcleo bioclástico seguido de una lámina radial fibrosa clara. Los ooides con superficies externas lisas predominan sobre aquellos con superficies irregulares. En algunos ooides, especialmente los de mayor tamaño, las últimas láminas pueden estar desprendidas, aunque sólo alcanzan el 5% del total de ooides.

3) Grainstones-rudstones oolíticos-intraclásticos gradado

Este litotipo se presenta típicamente en la parte inferior y media de la sucesión (Fig. 4.5). Consiste en arena gris amarillenta de tamaño medio a muy, calizas tabulares de estratificación delgada a mediana, fuertemente gradadas y que producen depósitos intraclásticos de guijarros en la base (Fig. 5.40. C). Se pueden seguir intervalos de decenas de metros a lo largo de los afloramientos. Los límites basales son nítidos y erosivos; las partes superiores son más graduales con ondulitas simétricas cubiertas por finas capas de mudstones. La laminación paralela apenas resulta observable, la sutil estratificación cruzada en hummocky (HCS) y los raros truncamientos de ángulo bajo ($<10^\circ$) también están presentes dentro de estas capas. Texturalmente varían desde grainstones-packstones hasta rudstones -floatstones. Las capas normalmente se clasifican desde depósitos más gruesos (rudstones) sostenidos por clastos (escala centimétrica) hasta grainstones oolíticos de tamaño mediano y grueso. Esta facies, así como el grainstone-packstone esquelético-oolítico gradado están intercalados con capas de grainstone oolítico-peloidal onduladas delgadas que ocurren aisladas o amalgamadas formando paquetes de hasta dos o tres capas (aprox. 50 cm de espesor).

Composición: Los sedimentos comprenden ca. 65% de ooides y ca. 35% de intraclastos con granos detríticos raros ($<1\%$), principalmente de cuarzo. Los intraclastos están mal clasificados y su composición varía desde grainstones hasta mudstones y a veces muestran un color ligeramente más amarillento y una dolomitización parcial (recuadro de la Fig. 5.40. C). Los intraclastos incluyen guijarros a guijas (<64 mm)

redondeados-subredondeados a angulares-subangulares (Fig. 5.41. H) de grainstones y packstones oolíticos, y guijarros planos de hasta un decímetro que incluyen lutitas y fragmentos de estromatolitos curvos laminados ricos en peloides (Fig. 5.41.G). Estos últimos promedian entre 0,5 mm y 4,0 mm de longitud. Algunos podrían ser una envoltura superficial de una sola capa (<0,02 mm).

Interpretación ambiental: Las capas son lateralmente continuas y muestran gradaciones normales, lags de rudstones más gruesos y HCS sutiles que indican depósitos de tormentas. La ausencia de características de exposición subaérea junto con la aparición de granos de oolitas peloidales con óndulas de capas delgadas influenciadas por flujos combinados y oscilatorios son compatibles con un ambiente submareal relativamente poco profundo. El hecho de que este litotipo contenga con frecuencia óndulas simétricas sugiere la deposición dentro de las profundidades del agua entre la base normal (buen tiempo) y la de las olas de tormenta (p. ej., Aigner, 1985). La composición intraclástica indica el reciclaje de litologías cercanas dentro de mosaicos de facies desarrollados contemporáneamente.

Diversidad de ooides: Los ooides tienen un tamaño de arena media a muy grueso y redondeados a bien redondeados (Fig. 5.43. C). Los ooides están entre moderada y deficientemente seleccionados y la distribución de tamaño es unimodal con la población de granos negativamente sesgada. (Tabla 5.2).

Los ooides multicapa simples, con núcleos distinguibles dominan con un 95%. Los núcleos están compuestos por intraclastos micríticos, peloides, granos esqueléticos (principalmente ostrácodos), fragmentos de ooides y muy pocos granos detríticos (Figs. 5.41. G, H y 5.42. A). Los ooides generalmente tienen un núcleo centrado, y los tipos excéntricos son muy raros (Tabla 5.3).

La mayor parte de los ooides tiene varias capas con revestimientos generalmente completos que comprenden capas radiales-concéntricas, fibrosas-radiales y capas micríticas delgadas de color marrón oscuro. Los ooides rotos y regenerados muestran fragmentos de partes concéntricas de la corteza, presumiblemente las más externas (Fig. 5.42. A). En la mayoría de los casos, la superficie externa es lisa, aunque puede presentar sutiles irregularidades.

Los ooides compuestos son abundantes (Cuadro 2, Fig. 5.42. A) y consisten en dos, tres o más individuos de diferentes formas y tamaños (entre 0,8 mm y 2,0 mm), con una matriz de micrita (dolomicrita) o calcita cristalina de grano fino. Los ooides compuestos con formas más redondeadas (aprox. 0,8 mm), muestran cortezas ligeramente más gruesas, con varias capas de textura concéntrico-radial.

4) **Grainstones oolíticos con estratificación cruzada**

Este litotipo se presenta a lo largo de la sucesión mostrando grainstones oolíticos tabulares y lenticulares entrecruzados de moderada a bien clasificados con espesores que varían entre 30 cm y 100 cm. Los límites del lecho son planos y ondulados, y con frecuencia se ven afectados por brechas hacia la parte superior (Fig. 5.40. D). Los conjuntos de capas lenticulares individuales varían entre 10 y 35 cm y los intervalos masivos de capas cruzadas pueden alcanzar los 3,5 m. Las capas cruzadas que generalmente inclinan entre aproximadamente 25 y 30° tienen terminaciones tangenciales en la base, alternando conjuntos inferiores de engrosamiento y adelgazamiento y particiones de grano más fino, que rara vez se conservan hacia el extremo de los distintos conjuntos. Las terminaciones superiores suelen estar truncadas (partes superiores agudas y de ángulo alto), pero también están presentes características sigmoideas de un metro de longitud. Conjuntos masivos de capas cruzadas desarrollan superficies de reactivación erosiva con inclinación más suave (ca 15–20°) que producen ondas inversas. La estratificación en espiga (bimodal) está localmente bien desarrollada. La bioturbación es escasa y tubos verticales aislados (*Skolithos*) también están presentes dentro de este litotipo.

Grainstones oolíticos lenticulares de estratificación entrecruzada muestran granos pobremente a moderadamente clasificados y está íntimamente relacionados con capas heterolíticas mixtas de capa delgada. Por el contrario, clases laterales más tabulares, mejor ordenadas y más gruesas se alternan con *grainstones* oolíticos-peloidales ondulíticos de capa delgada y grainstone-packstones oolíticos esqueletales gradados o grainstone-rudstones oolíticos intraclásticos gradados. Los grainstones oolíticos de capas entrecruzadas muestran localmente evidencia de agrietamiento poligonal, erosión y disolución en la parte superior.

Intervalos brechados fuertemente amarillentos a marrones frecuentemente cubren estos grainstones oolíticos formando capas de hasta 10 cm de espesor en las cuales se desarrolla una variedad de texturas clasto-soportadas. La oxidación del hierro y la dolomitización afectan estos intervalos que están compuestos de gránulos, guijarros y cantos rodados angulosos a muy angulosos, derivados de la exhumación in situ de los grainstones que se encuentran debajo.

Estromatolitos domales aislados o unidos lateralmente (en forma de parche) con un claro relieve hemisferoidal (sinóptico) con una amplitud de hasta 0,30 m y una longitud que varía entre 0,2 y 1m se desarrollaron coetáneamente y están íntimamente asociados con la facies descrita anteriormente. Los domos de estromatolitos frecuentemente muestran formas alargadas orientadas subparalelas. Internamente, desarrollan varias fábricas que difieren entre texturas finamente laminadas y trombolíticas.

Composición: esta facies contiene >85 % de mezclas bimodales de ooides de grano fino y grueso que incluyen tipos compuestos, <5 % de bioclastos (ostrácodos y bivalvos y gasterópodos frecuentemente retrabajados) y de 5 a 10 % de intraclastos. Los granos pueden estar aislados o agrupados y flotar dentro de la matriz granular o formar residuos en rudstones. Los intraclastos incluyen grainstones, packstones y fragmentos de estromatolitos con formas irregulares pero bordes redondeados. También están presentes granos de cuarzo monocristalino del tamaño de arena redondeados y muy redondeados que comprenden hasta un 5%.

Interpretación ambiental: Los dos tipos diferentes de grainstones oolíticos con capas cruzadas descritos se interpretan como cargas depositadas en ambientes marinos de energía relativamente alta, donde las clases más gruesas o los cuerpos relativamente tabulares recurrentes representan complejos de dunas con una clara influencia de las mareas, mientras que los cuerpos más lenticulares representan rellenos de canal de marea (e.g. Demicco y Hardie, 1994; Lasemi et al., 2012; Pérez López y Pérez Valera, 2012). Las capas entrecruzadas representan dunas activas bidimensionales a tridimensionales asociadas con corrientes de marea y litorales dentro de un entorno marino poco profundo. Se encuentran relaciones laterales íntimas con domos microbianos y parches de arrecifes. La meteorización frecuente (cambio de color y oxidación) y las brechas en la parte superior de estos grainstones sugieren una exposición subaérea periódica. La reelaboración local y la pérdida de partículas finas son comunes y generan una variedad de lags de grano grueso.

Diversidad de ooides: dentro de este litotipo, los ooides tienen un amplio rango de tamaño y diversidad morfológica (Fig. 5.42. B a O). Co-ocurre una gran variedad de tipos simples de múltiples capas y compuestos (Tabla 5.2).

El 90% de los ooides multicapa simples tienen núcleos subredondeados a redondeados identificables, con bordes afilados o ligeramente irregulares; el resto presenta núcleos indeterminables (Tabla 5.3, Fig. 5.42. B a D). Los núcleos pequeños consisten principalmente en peloides y granos de cuarzo porque los núcleos más grandes incluyen bioclastos, en su mayoría gasterópodos, bivalvos y ostrácodos, algunos de los núcleos están parcialmente afectados por características diagenéticas tempranas. Este litotipo muestra ooides moderada a mal seleccionados, con una distribución bimodal sesgada negativamente y una redondez variable, entre ooides subredondeados a bien redondeados (Fig. 5.43. D, Tabla 5.3).

Los ooides superficiales están mal representados y copian la forma del núcleo (Tabla 5.3). La corteza de los ooides multicapa simples consta de cristales de calcita dispuestos radialmente en envolturas concéntricas con hasta 25 capas. Los ooides festoneados-cerebroides dominan y pueden superar el 70% (Fig. 5.42. D, E, I, K y L). Además, están presentes superficies crenuladas lisas y raras. Las formas festoneadas muestran cortezas uniformes relativamente gruesas (0,02–0,25 mm), con haces de cristales internos en forma de abanico o conjuntos de cristales fibrorradiados o con láminas con frecuente extinción óptica fascicular (Kendall, 1977), alternando con

bandas oscuras micríticas. Los cristales en forma de abanico alcanzan la superficie externa donde sobresalen claramente como protuberancias convexas o tienen la parte superior plana, algunos de los cuales se asemejan a características micro-domales a columnares (Tabla 5.3, Fig. 5.42. I). Los ooides festoneados pueden variar de contornos exteriores fuertemente crenulados a suaves y viceversa. Esta crenulación se produce de forma gradual tras varias láminas o bruscamente sin transición y está marcada por truncamientos o compensaciones bruscas de microrrelieves (Fig. 5.42. D e I). Se puede identificar un borde de micrita irregular ligeramente más oscuro que acompaña a esta característica. (Figura 5.42. I). Las variaciones de espesor de las envolturas resultaron en ooides redondeados, mientras que otras desarrollaron geometrías más irregulares o amebiformes (Cuadro 2).

Dentro de los ooides simples, las porciones partidas de las capas, generalmente las más externas, representan ooides rotos y regenerados (Tabla 5. 3, Fig. 5.42 F y H, aprox. 5 %). Se distinguen dos tipos de regeneración. El primer tipo muestra fragmentos que después de romperse se desgastaron (es decir, se erosionaron) y luego se envolvieron nuevamente en múltiples capas con las mismas texturas radiales fibrosas que se muestran en los otros ooides. El segundo tipo presenta algunos fragmentos que no regeneraban y permanecen como piezas sueltas con aspecto de recién rotas (Fig. 5.42. I). Además, dentro de los ooides simples, las discordancias internas angulares, incluidos los truncamientos tangenciales o la sustracción parcial de varias láminas, muestran más relaciones de superposición. En las formas de festones también se observó esta característica; quizás más evidente dado el fuerte cambio en el radio de curvatura (Fig. 5.42. I).

Distintas muestras de este litotipo exhiben ooides compuestos con cantidades que oscilan entre el 6% y el 90%. Algunos ooides compuestos tienen núcleos complejos con tamaños que van desde 1 mm hasta 4 mm (Tabla 5.3). Los granos estratificados compuestos más grandes tienen morfologías muy irregulares que contrastan con las formas esféricas más comunes de los ooides simples (Fig. 5.42. G y K a O). Los tipos de ooides compuestos incluyen una variedad de núcleos que consisten en grupos de dos a cuatro ooides individuales, peloides intraclásticos micríticos y/o granos detríticos. Los granos grandes compuestos muestran meniscos de calcita en su lado cóncavo similar a tabiques que conectan ambos lados (Fig. 5.42. K). También pueden desarrollar formas festoneado-cerebroide y, a veces, mostrar un crecimiento direccional (Fig. 5.42. N) y un moteado interno similar a una cebra (Fig. 5.42. K a L). Los grupos de ooides simples y compuestos, junto con intraclastos micríticos y granos de cuarzo detríticos, pueden formar los núcleos de granos más complejos (Fig. 5.42. G) o incluso incluirse dentro de la corteza (Fig. 5.42. O). Algunos de ellos incluso muestran acreción acumulada y revestimiento con dos, tres, cuatro o más granos, siendo ellos mismos ooides. Estos granos presentan diferentes grados de redondez que van desde tipos

con evidentes discontinuidades internas locales (que compensan el relieve) hasta muy irregulares y envueltos por capas uniformes.

4) Litotipo con estratificación heterolítica

Estos sedimentos representan una facies heterolítica de estratificación delgada a muy delgada (calizas arenosas en bandas) con proporciones variables de arena/lodo y estratificación más flaser to wavy, caracterizada por *pinch and swell* a lo largo de los planos de estratificación (Fig. 5.40. E y F). Los sedimentos comprenden calizas oolíticas peloidales arenosas, mientras que los lodos son en parte carbonáticos (lutitas a wackestones) y en parte margas amarillentas. Se alternan intervalos delgados dominados por flaser e intervalos más lenticulares, y también están presentes particiones menores de conglomerados de guijarros planos lateralmente discontinuos. Además, también están presentes haces de láminas alternas muy delgadas y más gruesas, algunas de las cuales se asemejan a biolaminitas. También se presentan particiones de lutitas recesivas verdosas con láminas limo-arenosas, que incluyen granos de cuarzo muy bien redondeados con capas delgadas oxidadas de color rojizo. El intervalo completo de este litotipo muestra una laminación ondulada interna con direcciones de flujo alternas (bimodal). En la vista en planta, los patrones de ondulación de interferencia son comunes, así como las crestas dobles y las ondas simétricas con la parte superior plana (truncada). Superpuestos a toda la asociación, están presentes rasgos en corte en forma de 'V' (Fig. 5.40. F) con profundidades de hasta 10 cm y rellenos arenosos y su vista en planta revela dos tipos principales: (i) polígonos completos parcialmente superpuestos bien desarrollados de varios tamaños; y (ii) grietas pseudo-poligonales incompletas con puntos triples desprendidos o grietas cortas de doble extremo con relleno menos contrastante. Los polígonos completos varían en forma y tamaño, desde unos pocos centímetros hasta decímetros, se desarrollan claramente en cortinas de barro entre lechos de arena y se rellenan con tamaños de grano contrastantes. Las madrigueras de *Thalassinoides* desarrollan localmente marcos 3D en este litotipo que lateralmente pasan a capas bioturbadas más intensamente. La diversidad de ooides en esta facies comparte las mismas características que la facies de grainstone peloidal-oolítico onduloso de capa delgada (Fig. 5.41. A-C, Tabla 5.3).

Interpretación ambiental: Se ha sugerido que la típica estratificación flaser recurrente de capa delgada a heterolítico wavy caracteriza las planicies de marea con procesos alternos de tracción y asentamiento (Demicco y Hardie, 1994; Bayet-Goll et al., 2015; Lehrmann et al., 2020). Las crestas onduladas aplanadas, los patrones de interferencia desarrollados a lo largo de los valles ondulados y las características claras de desecación (agrietamiento de lodo generalizado y recurrente), indican una exposición subaérea episódica y un entorno marginal para esta asociación de facies, que también es consistente con los patrones de madriguera. Las

direcciones de flujo bimodal generalizadas son consistentes con la influencia de las mareas (Lasemi et al., 2012).

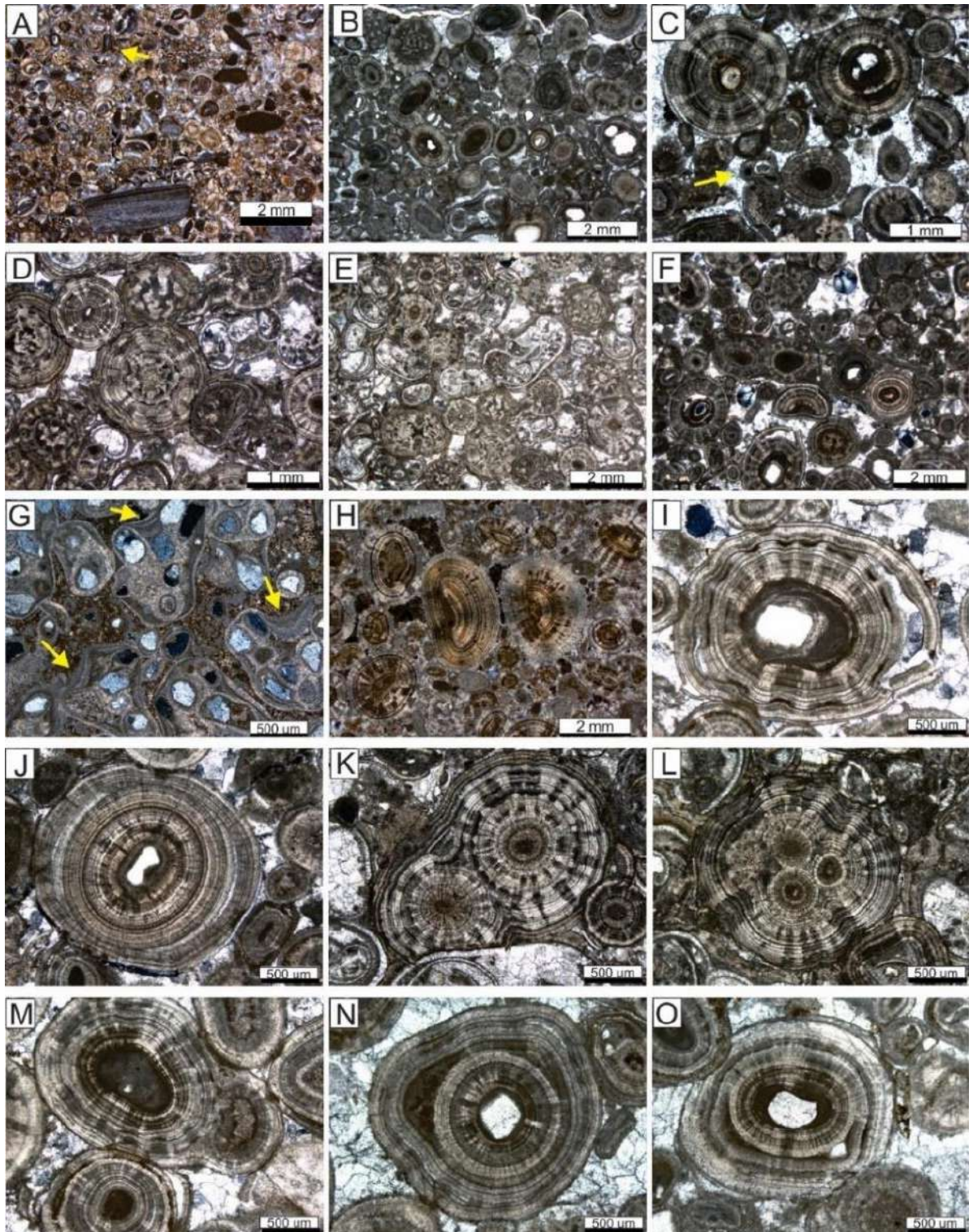


Figura 5.42. Fotomicrografías en sección delgada de grainstone- rudstone oolítico intraclástico gradado (A) y grainstone oolítico estratificado (B) a (O). (A) Ooides moderadamente ordenados, algunos con formas irregulares. Obsérvese el intraclasto estratificado en la parte inferior y el intraclasto oolítico en la parte superior (flecha). (B) Ooides mal seleccionados (polimodales), en su mayoría simples y multicapa, con diferentes tipos de núcleos. Obsérvense los ooides cerebroides en la parte superior izquierda y el núcleo de bioclasto (gasterópodo) en la parte inferior. (C) Ooides multicapa que muestran diversas características internas, así como diferentes

núcleos. Obsérvese el gran oide radial-concéntrico (arriba a la izquierda) con un núcleo ligeramente excéntrico y una envoltura en festón a medio camino y un pequeño oide irregular compuesto (flecha). **(D)** Ooides cerebroides-festoneados simples multicapa, bioclastos cubiertos (gasterópodos con relleno parcialmente geopetal). **(E)** grainstone bioclástico oolítico de moderado a bien ordenado con abundantes ooides cerebroides-festoneados radial. Obsérvese que se desarrollan capas en cada bioclasto. **(F)** grainstone-rudstone pobremente clasificado mostrando un gran oide compuesto laminado, a su vez, compuesto por dos ooides compuestos (con dos y tres individuos distintos) rodeados por tipos rotos y regenerados. **(G)** Grandes granos compuestos muy irregulares ligeramente recristalizados que muestran crecimientos locales de menisco en reentrantes (flechas) y láminas de micrita irregulares en una matriz dolomitizada parcialmente oxidada. **(H)** grainstone oolítico con un cemento de franja freática temprana y varios ooides regenerados. **(I)** Detalle de un gran oide multicapa simple con un núcleo complejo ligeramente excéntrico y distintos crecimientos que desarrollan rasgos de festón a medio camino separados por una notable discordancia con el conjunto de capas más lisas exteriores, que están parcialmente desprendidas probablemente debido a una ligera compactación temprana. **(J)** Gran oide simple liso de múltiples capas con una sutil discordancia angular ligeramente desprendida. **(K)** Ooide compuesto formado por dos ooides festoneados simples distintos. Obsérvese el cemento menisco (conexión en forma de septo entre los dos núcleos, hacia arriba a la izquierda). **(L)** Ooide compuesto formado por cuatro ooides simples (uno fuertemente recristalizado) que conservan la forma y desarrollan un festón exterior. Obsérvese el claro desarrollo en dos etapas y la ausencia de tendencia en el grosor de las láminas. **(M)** Ooide compuesto representado por la acreción de dos ooides simples distintos antes de la envoltura de drapeado común. **(N)** Ooide simple de múltiples capas con crecimientos irregulares dados por micrita coagulada localmente agregada. Nótese el fuerte cambio de patrón de crecimiento tras el sobrecrecimiento de micrita. **(O)**. Gran oide simple radial-concéntrico similar a (N) pero con un pequeño grano de cuarzo entre el conjunto interno y externo de láminas.

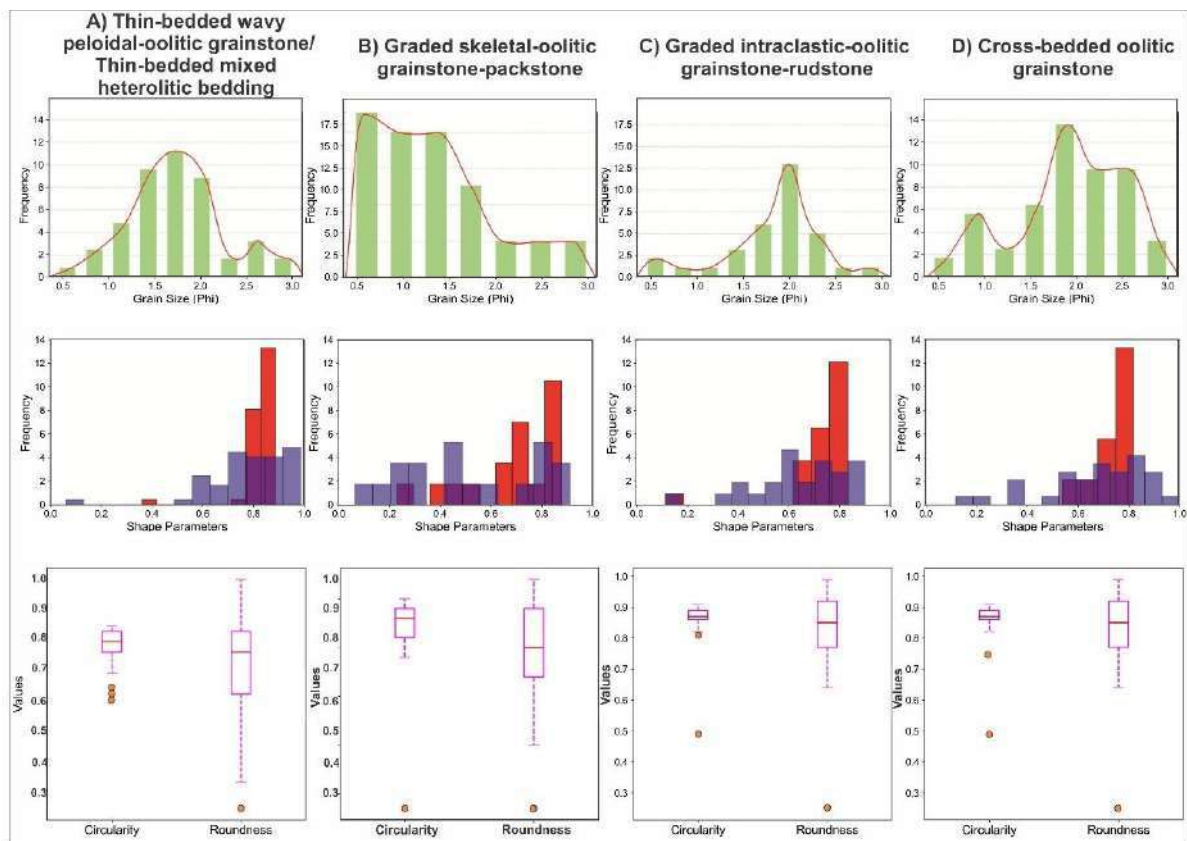


Figura 5.43. Histograma, distribución de frecuencias de los ooides y gráficos de cajas en los diferentes litotipos. En la parte superior, las barras verdes representan la variación del tamaño de los ooides dentro de cada litotipo. En el centro, las barras rojas y azules describen las variaciones de redondez y circularidad, respectivamente, de los ooides entre los litotipos. En la parte inferior, la parte superior e inferior de cada recuadro son los percentiles 25 y 75, la línea roja dentro del recuadro es la mediana y los bigotes muestran toda la gama de valores, con los valores atípicos marcados con círculos naranjas.

5.3.6. Procesos ambientales que controlan la diversidad de ooides en la Formación Yacoraite

Numerosos procesos están involucrados en la formación de ooides y aquellos que han sido reconocidos en los ooides de la Formación Yacoraite se resumen en la Tabla 5.4. Los procesos involucrados están controlados por el ambiente depositacional (para revisiones recientes ver Trower et al., 2017, 2018, 2020, Mariotti et al., 2018; Diaz y Eberli, 2019; Harris et al., 2019; Anderson et al., 2020) y, aunque pueden caracterizar diferentes entornos ambientales, la dinámica ambiental dicta la forma en que estos procesos cambian en el espacio y tiempo. Por lo tanto, los procesos dominantes se mostrarán implícitamente en el microtejido de los ooides: (i) condiciones persistentes de alta energía (cf. Trower et al., 2017); (ii) cambios hidrodinámicos episódicos o periódicos (cf. Mariotti et al., 2018; Anderson et al., 2020); y (iii) exposición subaérea (Eardley, 1938, Purser y Loreau, 1973; este estudio). Estos procesos pueden producir una variedad de microtejidos de ooides, distribuciones de formas y tamaños en los depósitos de oolitos resultantes.

Los procesos constructivos y destructivos involucrados en la acumulación de láminas y la formación de ooides ocurren durante el modo de suspensión/transporte (Trower et al., 2017) o durante el modo freático bentónico/marino (Mariotti et al., 2018, Anderson et al., 2020) (Figura 5.44, Tabla 5.4). Mientras que los procesos constructivos dan como resultado la precipitación de carbonato y la acumulación de láminas de ooides (por lo tanto, el crecimiento de ooides), los procesos destructivos dan como resultado la modificación y/o degradación física o química de las láminas, incluida la abrasión, la microperforación y la corrosión (Tabla 5.3). Aunque los procesos vadoso-subaéreos generalmente no se consideran durante la formación de ooides, estos también pueden influir en la unión, el desgaste y la rotura de los ooides (características y texturas en conjunto incluidas dentro del modo vadoso-subaéreo, Tabla 5.4). Este último modo también debe considerarse cuando los ooides ocurren en entornos con acomodación limitada y cambios ambientales periódicos o episódicos fuertes de alta frecuencia, como la exposición subaérea relacionada con la dinámica de las mareas y/o cambios repentinos relacionados con tormentas.

La alternancia entre el modo de suspensión/transporte, el modo freático bentónico/marino y el modo vadoso/subaéreo durante el reciclaje es importante porque aumenta la complejidad morfológica y textural de los ooides, según lo respaldan los datos cuantitativos. Tal complejidad ligada a la alternancia de modos es evidente en la diversidad textural y complejidad de los ooides de la Formación Yacoraite. La variabilidad, aunque mostrada implícitamente por las microtexturas y tejidos ooides, junto con las distribuciones de forma y tamaño, puede ayudar a mejorar la interpretación del entorno de depósito. Así, parafraseando a Dott (1983), la pregunta es si el registro sedimentario de oolitas en la Formación Yacoraite refleja procesos

cotidianos ordinarios que actuaron de manera uniforme a lo largo del tiempo, o si registran procesos raros o incluso extraordinarios que actuaron de forma intermitente. El enfoque discutido en este estudio puede ser particularmente útil cuando se trabaja con información limitada, como núcleos de perforación o recortes, cuando los aspectos microtexturales se vuelven importantes y son la principal fuente de información. La diversidad textural de los ooides en la Formación Yacoraite y los procesos involucrados se resumen en la Fig. 5.44 y la Tabla 5.4, y se describen en la siguiente sección.

Modo Suspensión/Transporte

Cuando las condiciones químicas son favorables (estado de saturación de carbonato $\Omega \gg 1$), los núcleos están disponibles y domina la agitación persistente del agua (condiciones de energía relativamente alta sostenidas en el tiempo), los ooides pueden ocurrir naturalmente (Fig. 5.44, etapas a a b). En la Formación Yacoraite, estas condiciones ambientales se aplican a las litofacies de grainstone peloidal-oolítico ondulado de capas delgadas (Fig. 5.43. A). Como era de esperar, dentro de esta litofacies, los ooides están relativamente bien clasificados y predominan los ooides simples que muestran una distribución de tamaño unimodal simétrica (Fig. 5.43. A). Las características del ooide, como lo indica el análisis cuantitativo, concuerdan con su formación bajo condiciones hidrodinámicas de alta energía con agitación persistente donde el crecimiento del ooide resulta del balance neto entre la acumulación de láminas y la abrasión. Bajo estas condiciones, los ooides pueden alcanzar un tamaño de equilibrio como lo sugieren Trower et al. (2017). Por lo tanto, si las partículas permanecen el tiempo suficiente dentro de un cinturón de oolita de energía relativamente alta, desarrollarán distribuciones de forma y tamaño como se discutió ampliamente en artículos recientes de Trower et al. (2017, 2018, 2020). Este patrón también se encontró en el grainstone peloidal-oolítico ondulado de capas delgadas de la Formación Yacoraite (Fig. 5.43. A-C). Bajo estas condiciones de agitación sostenida, los ooides se envolverán progresivamente con multicapas (Fig. 5.44, etapa c) y pueden desarrollar tendencias de láminas hacia el exterior que se adelgazan o engrosan (Fig. 5.37). Las tendencias de espesor de la Formación Yacoraite muestran tendencias de láminas tanto de adelgazamiento como de engrosamiento hacia afuera y aleatorias, pero los procesos subyacentes hacen que estas variaciones permanezcan poco claras. Sipos et al. (2018), sugirió que las tendencias hacia el exterior de adelgazamiento pueden indicar un aumento de la abrasión en relación con la precipitación a medida que crecen los ooides; dicho patrón también puede desarrollarse debido a la necesidad de una distribución de igual volumen (igual área) a tasas de precipitación constantes. Alternativamente, Batchelor et al. (2018), planteó la hipótesis de que una influencia biológica en el crecimiento de ooides podría ser responsable de la disminución del grosor de las láminas, a intervalos de tiempo uniformes bajo condiciones de crecimiento de parámetros microbianos constantes junto con una tasa de mineralización constante.

En algunas muestras se observaron tamaños de ooides más pequeños y superficies externas lisas (Fig. 5.41. A-C), lo que puede indicar que predominó el transporte de carga suspendida (Heller et al., 1980; Trower et al., 2018); esto es consistente con la abundancia de formas esféricas (Sipos et al., 2018). Por el contrario, las formas alargadas observadas en los litotipos de grainstones oolíticos esqueléticos graduados y packstones no están necesariamente asociados con el transporte rodante en una carga de fondo de grano grueso (Domokos et al., 2014; Sipos et al., 2018), pero pueden tener una fuerte herencia de forma asociada con la presencia de núcleos bioclásticos (Fig. 5.42. D y E). La diversidad de tamaños y formas de los bioclastos involucrados dentro de estos litotipos, incluidos abundantes ostrácodos pequeños y fragmentos más grandes de bivalvos y gasterópodos, conduce a ooides redondeados más pequeños y ooides alargados más grandes, respectivamente. Estas diferencias en los núcleos disponibles también se traducen en una distribución de frecuencia de tamaño ligeramente diferente en este litotipo (Fig. 5.42. B).

Modo Béntico/marino freático

Si los ooides caen o se excluyen del cinturón de alta energía y se colocan en condiciones de baja energía (etapa freática bentónica/marina, caso 1, Tabla 5.4), otros procesos pueden inducir la acumulación de láminas, por ejemplo, donde las biopelículas microbianas pueden desencadenar la precipitación de carbonato y, por lo tanto, el crecimiento de ooides (cf. Diaz et al., 2017, Plee et al., 2008; Pacton et al., 2012; O'Reilly et al., 2017; Mariotti et al., 2018). El proceso antes mencionado puede producir modificaciones en la textura, pero también dar como resultado la agregación de partículas asociada con la colonización bacteriana y el desarrollo de biopelículas, como lo sugieren Mariotti et al. (2018) en su modelo de acreción bentónica. Este proceso puede explicar las diversas características observadas y descritas para los ooides de la Formación Yacoraité, como los cambios texturales de las láminas y la lámina rica en micrita. Otras características también podrían relacionarse con este proceso, como: (i) los granos modificados en la superficie (por ejemplo, debido a la corrosión, desarrollo de picaduras, micratización); (ii) crecimientos e inclusiones irregulares (Fig. 5.42. I, N y O); así como (iii) amalgama (grapestone) y enlace entre ooides u ooides y otros granos (precursores de ooides compuestos). Estos procesos deben ocurrir antes de que regresen las condiciones de alta energía (Fig. 5.44, etapa c) y el revestimiento renovado da como resultado una distribución de tamaño y forma más diversa, que ahora incluye algunos ooides con múltiples núcleos. Según Mariotti et al. (2018) el mecanismo de crecimiento béntico puede predominar cuando el material granular se arroja a aguas ligeramente más profundas (por ejemplo, por debajo de la base de las olas de buen tiempo) o tranquilas (por ejemplo, lagunares) durante períodos prolongados. La abundancia de microbiolitos (estromatolitos) en la Formación Yacoraité, estrechamente asociada con los litotipos que contienen ooides, respalda la idea de que el desarrollo de biopelículas y la acreción de

láminas mediada por microbios (y, por lo tanto, el crecimiento bentónico) podría haber sido un proceso importante para los procesos de crecimiento de ooides registrados en la Formación Yacoraite. La acumulación de láminas durante el crecimiento bentónico/freático marino, en un ambiente sobresaturado de carbonato de calcio de baja energía, sin la influencia de una actividad microbiana significativa, también podría contribuir al crecimiento in situ de ooides, pero tales ooides diferirán significativamente (mostrando una microtextura diferente) de los patrones de crecimiento mediados por biopelículas (Paradis, 2019). Las formas lobuladas, festón-cerebroides desarrolladas en el litotipo de grainstone oolítico de lecho cruzado (Figs. 5.42. B a F, I, K, 9L y 5.44, etapa d) pueden haber resultado de procesos de crecimiento in situ, porque carecen de una abrasión significativa, que es consistente con la acumulación de láminas en un entorno tranquilo y de baja energía. Los ooides multicapa simples y compuestos formados dentro de esta etapa difieren mucho de las formas suaves y redondeadas que caracterizan el ambiente agitado (etapa c), donde tanto la colisión como la abrasión inducida por tracción controlan el desarrollo de las láminas, los cambios de espesor, la compensación de forma y las discontinuidades internas (Fig. 5.42. J) (por ejemplo, Sipos et al., 2018). Como se observa en la Fig. 5.42, las texturas lobuladas, festón-cerebroides alternan ocasionalmente con una lámina irregular rica en micrita. Esta alternancia sugiere que, durante el crecimiento bentónico, ambos mecanismos (precipitación mediada por biopelículas versus precipitación más abiótica) pueden haber contribuido a la acreción de láminas en los ooides de la Formación Yacoraite.

Además, los ooides también podrían crecer y acumular láminas cuando descansan en el ambiente freático marino (dentro de la pila de sedimentos, debajo de la interfaz sedimento-agua), no necesariamente saliendo de un cinturón de alta energía pero afectados por el reciclaje episódico/cíclico (entierro repetido de ooides, exhumación y transporte), como lo sugieren Anderson et al. (2020) (ver caso 2 en Tabla 5.4); En este modelo de forma de fondo, si el tiempo de residencia es lo suficientemente largo, puede ocurrir la precipitación de cementos marinos dentro de los sedimentos (franjas aserradas o irregulares alrededor de los granos y hacia los espacios de los poros) bajo una alta saturación de carbonato en el agua intersticial y, por lo tanto, contribuir al crecimiento de ooides. Según Anderson et al. (2020), esto puede ocurrir particularmente durante épocas de bajo nivel de oxígeno, bajo nivel de materia orgánica y/o alta saturación de carbonato en el agua de mar superficial. Estos cementos estarán expuestos a la abrasión, el redondeo y el alisado cuando se exhumen y se expongan en la zona de alta energía, y el resultado neto será la acumulación de láminas (Tabla 5.4, véase Anderson et al., 2020). Los autores no pueden descartar el crecimiento de ooides a través de un mecanismo similar (dentro del sedimento según lo propuesto por Anderson et al., 2020) si se produce una sobresaturación de carbonato local dentro de la pila de sedimentos (lo que no significa necesariamente una saturación y/o anoxias generalizadas del agua de mar en la superficie, como se propone en el modelo original). En la Formación Yacoraite este mecanismo podría potencialmente explicar algunas texturas fibrosas radiales (Fig. 5.42.H).

Después de una cementación temprana o incipiente (Fig. 5.44, etapa e), que puede tener lugar completamente bajo el agua (parcialmente freática, etapa e) o parcialmente subaérea (incluida la vadosa, etapa h), se puede producir una mayor reelaboración y crecimiento tanto en ooides simples como compuestos. En mosaicos ambientales litorales complejos, la reelaboración de sedimentos puede ocurrir a través de varios mecanismos: (i) exhumación-erosión subaérea o erosión subacuática asociada con tormentas; (ii) rangos inusuales de mareas; o (iii) fluctuaciones menores del nivel del mar de alta frecuencia. Si la cementación de la superficie es incompleta o se produce una meteorización que disgrega el sustrato, se pueden formar nuevos granos compuestos (Fig. 5.44, etapa f). Estos 'intraclastos', a su vez, pueden incorporarse nuevamente a la cinta transportadora de ooides y luego pueden convertirse en el núcleo de un nuevo ooide compuesto, como se observa en algunos casos (Figs. 5.42. F y 5.44, etapa g).

Se interpreta como resultado la presencia de abundantes ooides grandes y simples festoneados-cerebroides (Fig. 5.42. B a F, I, K y L) y diversos ooides simples y compuestos en el grainstone oolítico de estratificación cruzada y en el grainstone-rudstone intraclástico-oolítico graduado. de mezclas texturales asociadas a procesos de tormenta, reelaboración y reciclaje (Figs. 5.41. F a H y 5.42. A). Los bucles de ida y vuelta entre las diferentes etapas (d y c o b) pueden ocurrir repetidamente para mezclar los componentes antes de la cementación final (Fig. 5.44, etapa e).

Modo Vadoso/subaéreo

Otras características observadas en los ooides de Yacoraite que inducen la acreción de láminas podrían tener un origen vadoso o subaéreo. Una amplia variedad de ooides compuestos acompañan a los ooides simples de múltiples capas, particularmente dentro de la piedra de grano oolítica intraclástica graduada y la piedra de grano oolítica de lecho cruzado, que también muestran una gran cantidad de intraclastos (hasta un 35%, en su mayoría fragmentos de granos de oolita). Los ooides compuestos muestran una gran variedad de tamaños, formas externas, características internas y varios componentes unidos individuales (al menos uno es un ooide) y revestimientos repetidos (Figs. 5.41 y 5.42). Los cementos con crecimiento excéntrico, colgante y lateral, así como el cemento de menisco localizado se encuentran asociados con los ooides compuestos. Estas características se originan a partir de procesos vadosos y subaéreos que generan granos de agregados compuestos. Eardley (1938) denominó tal característica, que ocurre en depósitos del Gran Lago Salado (Utah), una teja hidrogenada, y Purser y Loreau (1973) los llamaron pisolitos de roca y grava, que describieron a partir de las sabkhas de la Costa Trucial en el Golfo Pérsico. Algunos de los granos compuestos de Yacoraite se asemejan a los pisoides irregulares descritos desde subambientes intermareales a supramareales (asociados con rocas de playa)

dentro del Golfo Pérsico (Loreau y Purser, 1973; Purser y Loreau, 1973), mientras que otros contienen características asimétricas que se asemejan a vadoides (Dunham, 1969; Esteban y Pray, 1983) e incrustaciones arborescentes (Risacher y Eugster, 1979). Por lo tanto, los granos compuestos pueden desarrollarse cuando el material granular se arroja hacia aguas un poco más profundas (mejorando la agregación y la formación de piedras de uva) o cuando los granos se exportan fuera del cinturón de alta energía (por ejemplo, la zona de olas y salpicaduras) a áreas supramareales (o alternativamente, eulitoral-supralitoral cuando es lacustre, cf. Arp, 1995) y se incorporan a ambientes subaéreo-vadosos. Eardley (1938) discutió que esos agregados en este ambiente están cementados principalmente por la precipitación de la solución, pero los ooides de Yacoraite sugieren que la precipitación de cemento colgante y lateral observada en las muestras puede ser el resultado de la aspersión del viento y procesos capilares sucesivos (Fig. 5.42. G y K). Estos dos procesos muy comunes aumentan la unión de partículas y pueden contribuir a la acumulación de nuevas láminas (p. ej., Gomez et al., 2014), lo que lleva a la formación de ooides compuestos a lo largo de las llanuras costeras, cuando las partículas están expuestas subaéricamente (Fig. 5.42. G). En ambientes costeros de bajo gradiente en mares epicontinentales (por ejemplo, costeros salados) o en llanuras lacustres (eulitoral-supralitoral), los ooides pueden permanecer latentes durante largos períodos y pueden cementarse parcialmente, lo que resulta en la formación de superficies geométricas muy irregulares. y formas Sobrecrecimientos particularmente irregulares y desarrollo excéntrico, ensenadas de disolución localizadas y formación de meniscos parecen diagnósticos de procesos subaéreo-vadosos (Figs. 5.42. K a O y 5.44, estadio i); características que se pueden discernir mediante observaciones petrográficas detalladas (por ejemplo, Scholle y Ulmer-Scholle 2003; Belkhedim et al., 2019). Las características vadosas (Fig. 5.44, etapas h, i y j) también se han relacionado con procesos pedogenéticos, donde la disolución, la recristalización y la granulación (Freytet, 1973; Arp, 1995; Freytet y Verrecchia, 2002; Glumac et al., 2012) caracterizan y pueden influir aún más en los granos compuestos (p. ej., Peryt y Piatkowski, 1977; Mazzullo y Birdwell, 1989). Todas las partículas formadas en el entorno vadoso/subaéreo pueden removilizarse en la zona de alta energía y pueden formar capas (Fig. 5.44, etapa k), formando así ooides más complejos (Fig. 5.44, etapa m). La acumulación de láminas renovadas puede ocurrir alternativamente después de cierta erosión y redondeo (Fig. 5.44, etapas g y k). En cambio, si las partículas compuestas agregan lámina en un entorno relativamente inactivo, pueden replicar su forma heredada y evitar el redondeo (Fig. 5.44, etapa j).

La presencia de ooides rotos (por ejemplo, partidos por la mitad) y ooides regenerados (Fig. 5.42. F y H), sugiere una rotura de ooides quebradiza y un redondeo parcial antes de la estratificación (Fig. 5.44, etapa l). Los ooides rotos y en capas son raros en ambientes submareales marinos abiertos de alta energía (Husinec y Read, 2006) pero abundantes en ambientes lacustres y eolianitas carbonatadas (Sandberg, 1975; Hunter, 1993; Caputo, 1995; Flügel, 2004, McGuire, 2014). Los ooides rotos pueden resultar de la expansión y contracción

debido al calentamiento y enfriamiento, respectivamente, o encontrar su origen en las fuertes colisiones grano a grano, durante el transporte eólico. Alternativamente, la disolución vadosa también puede generar características aparentes similares, como ooides de tamaño medio (Smith, 2019), que requieren exhumación-erosión y posterior incorporación al entorno saturado subacuático para permitir un mayor crecimiento de ooides.

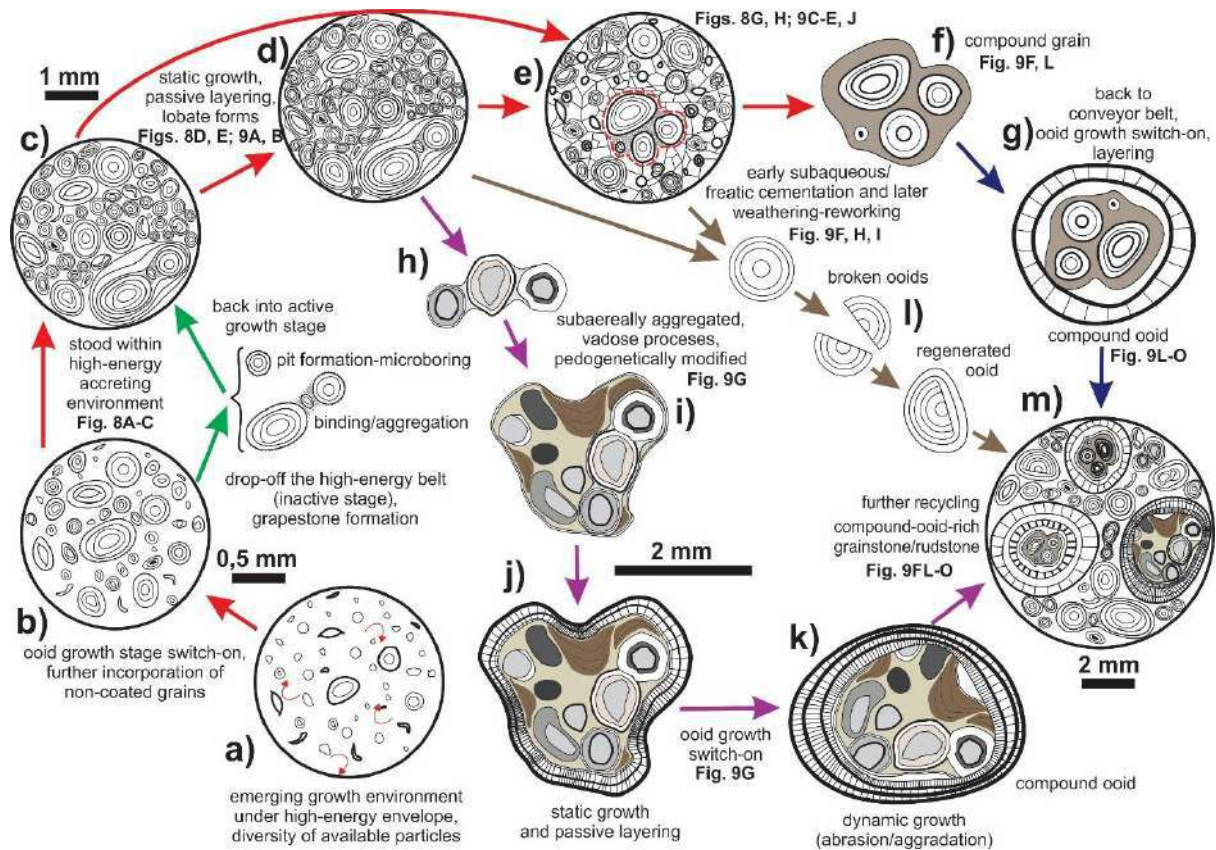


Fig. 5.44. Diagrama que muestra posibles trayectorias y diversos caminos y procesos para explicar la variedad y evolución de los ooides en el miembro inferior de la Formación Yacoraite. De simples ooides superficiales a multicapas y a tipos de ooides más complejos y compuestos. Diferentes trayectorias pueden activar y desactivar ciertos efectos y varios bucles pueden iniciarse en cualquier momento, como se indica con diferentes colores. Véase el texto para y la Tabla 5.3 para un resumen (Tomada de Coppa Vigliocco et al., 2022).

5.3.7. Discusión de los ooides de la Formación Yacoraite

3.5.7.1. Variabilidad Ambiental y ooides en la Formación Yacoraite

El análisis detallado centrado en ooides destacado en este estudio evalúa la diversidad de condiciones ambientales y entornos dentro de los sedimentos de la Formación Yacoraite y, por lo tanto, aumentará nuestro conocimiento sobre la discusión en curso sobre el origen marino versus lacustre de estos depósitos (Marquillas et al., 2005, 2007; Tasistro-Hart et al., 2020; Deschamps et al., 2020; Gomes et al., 2020). La

distribución de tamaño documentada, las formas y la asombrosa diversidad de microtexturas documentadas dentro de las oolitas de la Formación Yacoraite, las hace difíciles de reconciliar con un modelo de distribución de tamaño de ooides de equilibrio simple, como se observa en ambientes marinos clásicos de alta energía (como se discutió en Trower et al., 2017). Nuestro análisis de facies sugiere un entorno ambiental diferente para los bancos ooides de tipo Bahamas con entornos submareales de alta energía sostenidos en gran medida a lo largo del tiempo (Illing, 1954; Bathurst, 1975; Davies et al., 1978; Simone, 1981; Strasser, 1986; Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2004; Rankey y Reeder, 2011; Trower et al., 2018; Harris et al., 2019). Aunque nuestro conjunto de facies indica ciclos ascendentes de poca profundidad con influencia tanto de olas como de mareas con exposición recurrente, solo los ooides bien redondeados, más simples y mejor clasificados observados en la Formación Yacoraite (particularmente, Grainstone peloidal-oolítico ondulado de capa delgada y Grainstone peloidal-oolítico ondulado de capa delgada y litotipos mixtos de ropa de cama heterolítica) son los mejores candidatos que han alcanzado un tamaño de equilibrio bajo un ambiente submareal agitado sostenido (cf. Trower et al., 2017). Por el contrario, la mayoría de los ooides de la Formación Yacoraite se caracterizan por morfologías inusualmente diversas, complejas y compuestas. Nuestra revisión de la literatura brinda la oportunidad de establecer comparaciones con otros ejemplos antiguos (Beukes, 1983; Husinec y Read 2006; Lehrmann et al., 2012; Mei and Gao, 2012; Li et al., 2019) que también parecen arrojar una amplia variedad de morfologías (por ejemplo, ooides rotos y regenerados en ambientes eólicos, morfologías de ooides gigantes cerebroides en ambientes vadosos y ambientes marinos inusualmente altamente saturados). Dentro de la Formación Yacoraite, se desarrollan ooides multicapa tanto superficiales como simples sobre una diversidad de componentes silicoclásticos detríticos, bioclastos o peloides (como un núcleo), compatibles con la teoría del tamaño de equilibrio de Trower et al., 2017, 2020. Sin embargo, un conjunto de procesos más complejos y diversos (Cuadro 3) parecen controlar la acumulación de láminas en los granos compuestos. El desarrollo de envolturas con espesor desigual, tipos de ooides ameboides y festones, y desarrollo de láminas irregulares ricas en micritas (posiblemente relacionadas con la actividad microbiana dentro de las biopelículas), sugieren claramente etapas de crecimiento de ooides netos con abrasión limitada. Además, durante la etapa béntica, los primeros procesos diagenéticos mejoraron la cementación local, la unión y la fusión entre ooides individuales (y otros componentes, Fig. 5.42. M a O). La variedad de ooides compuestos y los tamaños y formas registrados es difícil de reconciliar con la dinámica de abrasión comúnmente sugerida (cf. Trower et al., 2017).

La variedad de procesos bentónicos presentes (Fig. 5.44) también ocurriría en un ambiente lacustre donde las condiciones hidrodinámicas son más variables y pueden diferir mucho de las de los cinturones de bajos marinos de alta energía. El concepto de una cinta transportadora de aguas poco profundas de alta energía desarrollado por Mariotti et al. (2018) sugiere que los ooides se segregan fuera de la zona de surf (ambiente de la playa y la costa como en Cat Island, Bahamas), saliendo de las regiones de alta energía donde dominan fuertemente la abrasión y el redondeo. Este proceso permite que los ooides crezcan en respuesta a diferentes

mecanismos que operan en entornos de menor energía, influenciados por la actividad microbiana (Freeman, 1962; Mariotti et al., 2018; Mariotti y Fagherazzi, 2012). El proceso de sedimentación mencionado concuerda con la frecuente agregación en partículas de mayor tamaño, que, junto con otras características texturales, como láminas ooides sin tendencia clara en el cambio de espesor, láminas ooides con irregularidades externas y ooides que incluyen múltiples núcleos, sugieren procesos de ooides engrandecimiento (Mariotti et al., 2018). Sin embargo, los diversos ooides de la Formación Yacoraite aún se apartan de los descritos por Mariotti et al. (2018). Los ooides irregulares que incluyen festón simple-cerebroide, agregados y tipos compuestos son muy comunes en las muestras de Yacoraite (litotipos de *grainstone-packstone* esqueletales-oolíticos gradados, *grainstone-rudstone* oolíticos intraclásticos gradados y *grainstone* oolítico con estratificación cruzada). Los ooides simples (superficiales y multicapa) presentes con frecuencia retienen una forma de núcleo, lo que implica que se produjo un redondeo poco significativo. La replicación de la forma del núcleo original está de acuerdo con procesos limitados de abrasión y agitación (cf. Trower et al., 2020), como evitar altas tasas de redondeo. Datos experimentales y observaciones directas de Mariotti et al. (2018) sugirieron que las pequeñas irregularidades superficiales en ooides simples o compuestos pueden desgastarse en cuestión de días, una vez que los ooides reanudan su movimiento. Aunque el presente estudio observó patrones de redondeo y desarrollo de discordancia en algunos de los ooides, no parece ser la norma, sino más bien la excepción. Los caminos o bucles alternativos que implican una mayor complejidad y mezclas recurrentes, así como procesos vadosos-subaéreos inusuales, posiblemente puedan explicar la diversidad y complejidad en las La presencia de piedras de uva (Purdy, 1963), y variedades de granos agregados originalmente descritos como "grumos" por Illing (1954), requiere un conjunto de diferentes condiciones ambientales que permitan la unión y/o cementación de ooides y otras partículas. Estos procesos implican fluctuaciones de la energía del agua y periodos con estabilidad del fondo protegida (Winland y Matthews, 1974). Los *grapestones* generalmente se rompen por abrasión en ambientes altamente energéticos, a menos que un tiempo de reposo suficiente permita el desarrollo de costras maduras (Illing, 1954; Van Ee et al., 2008). Aunque éstos son una variedad de granos agregados (Purdy, 1963), fueron descritas originalmente en el artículo seminal de Illing (1954) sobre las Bahamas en el que se discutieron varios tipos de "*lumps*" con diferentes grados de cementación. En un intento por caracterizar mejor los granos, Taft et al. (1968) separaron varias variedades (que aparentemente constituyen un continuo) con base en el área superficial de la partícula cubierta por cemento. Esos autores también agregaron que, dentro de los *grapestones* incipientes, el cemento se restringió en gran medida a la superficie del agregado, mientras que el interior permaneció bastante poroso. Si el cemento (como un borde isópaco) cubría de forma discontinua menos del 50% del agregado, los granos se clasificaban siguiendo a Illing (1954) como agregados más firmes. Cuando aumentó el redondeo y la cementación, tanto en el interior como el 50% de la partícula estaba recubierta de cemento,

el grano se clasificó como grapestones bien cementados. Además, Taft et al. (1968) notaron que, con la acreción continua, el cemento cubrió completamente los granos agregados, dando como resultado, grapestones lisos, mejor redondeados y en capas en la que las partículas constituyentes son detectables debajo del cemento y sobresalen a través de la superficie, lo que reduce la esfericidad. Sin embargo, cuando los ooides erosionaron y acumularon repetidamente hacia el exterior, su apariencia irregular desapareció gradualmente y se convirtieron en granos compuestos bien redondeados. El último patrón se muestra en muestras de litotipos submareales *grainstones-rudstones* intraclásticos-oolíticos gradados y *grainstones* oolíticos con estratificación cruzada, que incluyen mezclas de varios grados de "madurez". Además, se contaron granos con una tercera y cuarta generación, lo que implica múltiples fases de recapado después del incipiente desarrollo de la piedra de uva. Taft et al. (1968) discutieron que tal variedad de granos se encuentra en aguas poco profundas, a menos de 3 m en la Plataforma New Providence (Bahamas) situada entre Tongue of the Ocean y Exuma Sound.

Newell et al. (1960) describieron una evolución de ooides superficiales simples a ooides de múltiples capas más maduros para Brown's Cay (Western Great Bahama Bank, Bahamas). En la Formación Yacoraite, esta progresión se muestra preferentemente en la sección más baja (ver Fig. 4.5), pero una tendencia similar se muestra en los intraclastos dentro de los intervalos superiores de los litotipos de rudstones oolíticos y grainstone/rudstones. Los intraclastos dentro de los rudstones muestran un desarrollo de lámina isópaca progresivamente más gruesa, hasta un punto en el que discriminar entre intraclastos relativamente pequeños (< 5–10 mm) y ooides compuestos grandes se vuelve extremadamente difícil, porque claramente se superponen en tamaño y ambos muestran un revestimiento incipiente a generalizado y una redondez similar.

Muchas de las texturas registradas en la Formación Yacoraite son sorprendentemente similares a las descritas para los ooides del Great Salt Lake (Eardley, 1938; Carrozzi, 1962; Halley et al., 1977; Chidsay et al. 2015; Paradis et al., 2017; Paradis, 2019; Trower et al., 2020; Ingalls et al., 2020; Smith et al., 2020). Además, algunas características son comparables a las etapas de crecimiento incipiente observadas en los ooides del lago Lemán (Davaud y Girardclos, 2001; Plee et al., 2008; Ariztegui et al., 2012). Great Salt Lake y Lake Geneva presentan condiciones ambientales contrastantes (profundidad del agua e hidroquímica). Patrones de ooides similares pueden sugerir procesos análogos durante el crecimiento de ooides, pero no necesariamente un ambiente lacustre porque los ooides y los procesos descritos para ambientes marinos por Mariotti et al. (2018) y Purser y Loreau (1973) también se asemejan a muchos aspectos de los ooides documentados en la Formación Yacoraite, por ejemplo, tamaño y morfología.

La diversidad de ooides en la Formación Yacoraite enfatiza el hecho de que la variabilidad ambiental y el reciclaje son características estándar, que probablemente estén relacionadas con la acomodación limitada (ver la siguiente sección). Una intermitencia más alta y una exposición frecuente pueden resultar en la diversidad de

ooides observada. Aunque los ooides lacustres están formados por diferentes procesos, y aparentemente incluyen una mayor diversidad de morfotipos de ooides que los ooides marinos, dicha variabilidad también podría producirse en ambientes influenciados por mareas o estanques salinos costeros y lacustres altamente dinámicos.

5.3.7.2. Crecimiento y reciclaje de ooides en condiciones de acomodación limitada

El estudio sugiere que la gran mayoría de los tipos de ooides presentes en la Formación Yacoraite tienen formas en gran medida fuera del equilibrio. Estos ooides probablemente se formaron en condiciones ambientales altamente inestables y variables y evolucionaron siguiendo una diversidad de caminos y procesos, como se muestra en la Fig. 5.44. Se puede interpretar que las diferentes trayectorias propuestas ocurren dentro de una muestra dada, lo que sugiere procesos de promedio de tiempo (Kidwell, 1998), particularmente cuando una diversidad de tipos de ooides compuestos aparecen juntos. Los mosaicos ambientales complejos (a diferencia de las condiciones submareales estables de alta energía como en las Bahamas, Rankey et al., 2006; Rankey y Reeder 2011; Trower et al., 2018; Harris et al., 2019), permiten que se desarrollen mezclas y reducir la clasificación general y la homogeneidad entre los tipos de ooides.

El análisis poblacional de los ooides de la Formación Yacoraite mostró: **(i)** clasificación variable (distribuciones bimodales y polimodales); **(ii)** una diversidad de formas; **(iii)** texturas de lámina variables; y **(iv)** diferentes partículas actuando como núcleo. Este conjunto de características de la población indica mezclas y entremezclas recurrentes de ooides que siguieron diferentes caminos evolutivos y procesos de acreción/destrucción de láminas (Fig. 5.44). El número significativo de ooides compuestos (5–35%), algunos que muestran varias características de disolución, desarrollo de meniscos y repetidas generaciones de envoltura, junto con intraclastos de oolita en capas, sugieren fuertemente que la exposición, la cementación y el reciclaje relacionados con la acomodación limitada caracterizaron el ambiente de depósito. La reelaboración de los ooides simples está indicada por excentricidad, compensación de crecimiento, discordancias internas sutiles y ooides rotos/regenerados. La presencia de superficies limpias y nítidas y truncamientos de ángulo bajo en algunos de los ooides simples y festoneados de varias capas se interpreta como discontinuidades de erosión debidas a la reelaboración. El hecho de que los ooides regenerados rotos ocurran comúnmente dentro de nuestros depósitos (por ejemplo, oolítico-grainstone-rudstone intraclástico graduado y grainstone oolítico de estratificación cruzada) confirma que estos depósitos estuvieron frecuentemente sujetos a procesos de exposición subaérea. Se describieron características similares a partir de carbonatos transgresivos (Husinec y Read, 2006), en los que los ooides que originalmente se formaron en lagunas hipersalinas costeras en ambientes áridos se

vieron afectados por procesos de viento y vadosa. En una etapa posterior, estos sedimentos estuvieron sujetos al aumento del nivel del mar, lo que favoreció el reciclaje de ooides. También se han registrado características similares en sistemas lacustres dinámicos áridos como el Gran Lago Salado (p. ej., Chidsay et al. 2015, Ingalls et al., 2020). Strasser (1986) y Glumac et al. (2012) discutieron la complejidad de los ooides y la estratificación recurrente, y atribuyeron las etapas de acreción repetidas y el reciclaje al poco alojamiento disponible. Strasser (1986) argumentó que la superposición de varios patrones corticales (sus ooides tipo 6) reflejaba cambios graduales o abruptos en los regímenes hidrodinámicos, la química del agua y/o la actividad microbológica. Dichos cambios fueron causados por morfologías costeras cambiantes y un fuerte forzamiento climático, que influyó en la química del agua a través de la evaporación o la lluvia en ambientes freáticos y vadosos. Strasser (1986) enfatizó que los eventos de alta energía (tormentas) eran capaces de mezclar agua y sedimentos de varias fuentes. Todas estas variaciones alternativas demuestran que se necesita poca acomodación para facilitar el desarrollo de una gama de procesos dentro del mismo intervalo estratigráfico. Estos requisitos ambientales se cumplen en el entorno de depósito de Yacoraite, como lo confirma la variabilidad de ooides que se encuentra en estos depósitos.

El reconocimiento de las características complejas de los ooides y la variabilidad de los ooides pueden ser la única información disponible cuando los estudios se realizan en base a una cantidad limitada de datos recuperados de los testigos o recortes de pozos. El nuevo esquema de clasificación puede proporcionar interpretaciones realistas alternativas. La acomodación baja puede favorecer el retrabajo frecuente y el reciclaje recurrente (Fig. 5.44) dentro de mosaicos ambientales complejos, que se maximizarán dentro de entornos epicontinentales de bajo gradiente (p. ej., Pérez López y Pérez Valera, 2012). El presente estudio de caso del Cretácico muestra la superposición de varios procesos físicos (químicos) y bióticos, que pueden ser la norma en el registro fósil. La mezcla y preservación de diferentes tipos de ooides puede ser la clave para interpretar las variaciones paleoambientales en escalas de tiempo cortas, mientras que el reciclaje y la superposición de procesos ooides constructivos y destructivos recurrentes podrían indicar una condensación sedimentológica promediada en el tiempo a más largo plazo (Gómez Fernández y Fernández López, 1994; Kidwell , 1998; Lehrmann et al., 2020), que puede ser importante para las interpretaciones de secuencias estratigráficas.

5.3.8. Conclusiones

Los tipos de ooides cualitativos y los patrones de ooides cuantitativos (tamaños y formas), así como las mezclas texturales presentes en los ooides del Cretácico de la Formación Yacoraite (Argentina) reflejan varios procesos relacionados con cambios frecuentes de niveles de energía y etapas constructivas-destructivas recurrentes. Los datos cuantitativos respaldan la interpretación de ooides simples que se forman en condiciones

de equilibrio y los ooides más complejos que se forman en condiciones de no equilibrio. Las complejidades adicionales de las láminas presentes dentro de los ooides de múltiples capas simples y la diversidad de tipos de compuestos sugieren procesos de reciclaje y promedio de tiempo en un entorno de depósito con poca acomodación.

Los ooides de múltiples capas simples, incluidos los ooides de festones cerebroides del área de estudio, tienen grandes similitudes con las morfologías de los ooides que actualmente están presentes en el Gran Lago Salado en Utah (Kahle, 1974; Trower et al., 2020, y referencias allí). Sin embargo, un conjunto completo de formas compuestas distintas de los ooides del Cretácico se desvían de este patrón mostrando un alto número (35%) de intraclastos y oolitas recicladas (esto incluye fragmentos de grainstones oolíticos y de ooides rotos individuales). Los ooides incluso muestran patrones de reciclaje de segundo, tercer y cuarto orden que reflejan la generación recurrente de ooides y posibles procesos vadados que indican una emergencia periódica. Este patrón de reciclaje marcado por discontinuidades internas, recristalización y crecimiento de revestimiento delgado implica interrupciones mucho más fuertes entre las etapas constructiva y destructiva, como se observa en los arquetipos ooides marinos de las Bahamas.

En conclusión, la variedad en la composición de ooides encontrada en la Formación Yacoraite del Cretácico muestra similitudes significativas con un espectro de ooides producido en un entorno lacustre que, sin embargo, a veces estuvo influenciado por procesos marinos como lo muestran varias características sedimentológicas, por ejemplo, bidireccional. estratificación cruzada, cardúmenes de marea y estratificación cruzada hummocky (HCS). Por lo tanto, el ámbito de depósito se asemeja a una laguna costera poco profunda con características lacustres distintivas que, en ocasiones, está sujeta a incursiones marinas prolongadas.

Tablas

| Lithotypes | Grain Size | | | Statistical parameters | | | Shape parameters | | | |
|---|-----------------|-----------|---------------------------------|------------------------|----------|-------------------|------------------|-----------|------|------|
| | mm | Phi scale | Standard Deviation (σ) | Skewness | Kurtosis | Aspect Ratio (AR) | Circularity | Roundness | | |
| Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone/Thin bedded mixed heterolithic bedding | Min. | 0.25 | 1.41 | 0.53 | 0.09 | 0.21 | Min. | 1 | 0.49 | 0.64 |
| | Max. | 0.37 | 2 | | | | Max. | 4.03 | 0.91 | 0.99 |
| | D ₅₀ | 0.32 | 1.64 | | | | Mean. | 2.52 | 0.86 | 0.81 |
| | | | | | | | | | | |
| Graded skeletal-oolitic grainstone-packstone | Min. | 0.23 | 2.12 | 0.58 | 0.06 | -0.02 | Min. | 1.6 | 0.31 | 0.16 |
| | Max. | 0.89 | -0.23 | | | | Max. | 6.34 | 0.9 | 0.94 |
| | D ₅₀ | 0.54 | 0.88 | | | | Mean. | 3.7 | 0.61 | 0.55 |
| | | | | | | | | | | |
| Graded intraclastic-oolitic grainstone-rudstone | Min. | 0.25 | -0.37 | 0.47 | -0.77 | 1.12 | Min. | 1 | 0.77 | 0.56 |
| | Max. | 1.3 | 2 | | | | Max. | 1.78 | 0.91 | 1 |
| | D ₅₀ | 0.49 | 1.03 | | | | Mean. | 1.21 | 0.86 | 0.82 |
| | | | | | | | | | | |
| Cross-bedded oolitic grainstone | Min. | 0.32 | -1.04 | 0.63 | -0.38 | -0.45 | Min. | 1 | 0.47 | 0.37 |
| | Max. | 2.71 | 1.64 | | | | Max. | 2.71 | 0.91 | 1 |
| | D ₅₀ | 0.67 | 0.61 | | | | Mean. | 1.85 | 0.69 | 0.68 |
| | | | | | | | | | | |

Table 5. 2: Cálculo de los parámetros estadísticos y de forma de los ooides de este estudio.

| OID DIVERSITY | % Rel. | OID DESCRIPTION | | | LITHOTYPE | SETTING |
|--|--------|--|---|---|---|--|
| | | Distribution | Nuclei | Cortex | | |
| Simple multiple-layered ooids | 60% | | Sizes range from 0.03 mm to 0.18 mm for simple ooids and 0.28 mm to 0.37 mm for compound ooids. | Thickness of varies between 0.01 to and 0.07 mm. Multiple-layered ooids with two or three layers, alternately light- and dark-colored laminae. Light-colored laminae with radially oriented acicular crystals of calcite and dark-colored with fine cloudy micrite, the nucleus/cortex ratio is about 1.5. | Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone | Agitated shallow subtidal environments |
| Simple superficial ooids | 35% | The distribution of size is near symmetrical and this lithotype shows the best sorting ooids. | Nuclei are formed by rounded quartz grains, micritic peloids and bioclasts (ostracods). | Superficial ooids with radial calcite or micrite cortex. | | |
| Compound superficial ooids Figs. 8A- C | 5% | Predominantly spheroidal shape. | Centred nuclei predominate in this lithotype. Compound ooids have two individuals of elongate and irregular shapes. | Compound ooids usually develop a superficial rim ~0.02 mm thick. Smooth external cortices often incomplete and decoupled. | | |
| Simple multiple-layered ooids Fig. 8D-F | 100% | Positively skewed asymmetrical size distribution and moderately to well-sorted ooids. Mostly ellipsoidal (rod-like) and spheroidal shape. | Bioclasts are included mainly as nuclei although they are plentiful in the framework of this lithotype. Centred and eccentric nuclei formed by ostracods, gastropods, bivalve fragments, peloids and a small amount of rounded quartz grains. | Thickness of 0.03 to 0.25 mm. Rounded types show even cortex thickness; elongated types show differential thickening trends toward the shorter axis. Multiple-layered ooids include two to ten layers, radial-concentric fabric alternates with thin dark micrite laminae and the nucleus/cortex ratio is 2.5. Some ooids begin with first dark micritic laminae that surrounds a bioclastic nucleus followed by a light fibrous-radial layer. External cortices exhibit smooth and irregular surfaces. In larger ooids, the last laminae may be decoupled from the others. | Graded skeletal-oolitic grainstone-packstone | Subtidal accumulated between fair weather wave base and storm wave base. |
| Simple multiple-layered ooids | 65% | Unimodal size distribution with grain population negatively skewed. Moderately to poorly sorted ooids. Mostly spheroidal shape. | Most of them have centred nuclei. Micritic intraclasts, peloids, bioclasts (mainly ostracods), ooids, fragments of concentric ooids and rounded quartz grains. Compound ooids consist of more than 2 and 3 individuals of different shapes and sizes (including simple ooids) bonded by a matrix of micrite or fine-grained crystalline calcite (partly dolomicrite). | Sizes range from 0.08 mm to 0.86 mm for simple ooids and 0.8 mm to 2 mm for compound ooids. Thickness of 0.11 to 0.8 mm. Multilayered ooids are formed of three to ten layers alternating between light radially oriented acicular crystals of calcite, radial-concentric and thin dark micritic layers and the nucleus/cortex ratios about 2.7. The external surface is in most cases smooth, although it may show subtle embayed and irregular surface. | Graded intraclastic-oolitic grainstones-rudstones | Subtidal partly cemented hardgrounds and storm layers |
| Compound multiple-layered ooids | 35% | | | | | |

Table 5. 3: Los morfotipos y el porcentaje de diversidad de los ooides estudiados con un criterio de descripción sintético se analizan en la sección de Métodos del texto.

| OID FORMATION STAGES | CONSTRUCTIVE PROCESSES | OID MICROTERTURES | DESTRUCTIVE PROCESSES | OID MICROTERTURES |
|--|--|--|---|--|
| <p>Suspension/Transport stage</p> <p>Sustained, periodic and/or episodic movement and/or transport, where dynamic equilibrium between lamina accretion and abrasion can be attained (cf. Trower <i>et al.</i>, 2017, 2018, 2020).</p> | <p>Lamina accretion typically controlled by physical-chemical precipitation (if carbonate saturation is attained, $\Omega > 1$). (Fig. 10 stages a-c)</p> | <p>Crystal growth normal to lamination. Spar-rich, smooth and even laminae formed during suspension-saltation.</p> | <p>Grain transport modes includes suspension, saltation and rolling. Grain-to-grain and/or grain to bed impacts, or friction during bedload rolling transport. Lamina smoothing, truncations and discontinuities due to mechanical abrasion, also ooid fracturing and delamination due to collisions.</p> | <p>Depending on the conditions, smooth and even laminae or development of internal unconformities, truncated laminae and laminae laterally thinning out. Previously formed lobated shapes can be truncated or eroded. Broken or delaminated ooids.</p> |
| <p>Benthic/marine phreatic stage</p> <p><i>Case 1:</i> resting close to the sediment-water interface with no significant transport, typically in low-energy settings (cf. Mariotti <i>et al.</i>, 2018)</p> <p><i>Case 2:</i> resting stage within a shoal environment, affected by marine phreatic processes but with episodic/cyclical transport (cf. Anderson <i>et al.</i>, 2020)</p> | <p>When resting, with no significant transport (<i>Case 1</i>), largely microbiologically mediated precipitation (cf. Diaz <i>et al.</i>, 2017; Plee <i>et al.</i>, 2008, 2010; Pacton <i>et al.</i>, 2012; Summons <i>et al.</i>, 2013; O'Reilly <i>et al.</i>, 2017) and thus lamina accretion (if carbonate saturation is attained, $\Omega > 1$). (Fig. 10 stages c-d)</p> <p>Alternating resting, cementation and episodic/cyclical transport (<i>Case 2</i>). If carbonate saturation is attained ($\Omega > 1$) chemical precipitation during shallow burial within shoals is observed (Anderson <i>et al.</i>, 2020). (Fig. 10 stages e-f)</p> | <p><i>Case 1:</i> Micrite-rich uneven growth (cf. Diaz <i>et al.</i>, 2017; Plee <i>et al.</i>, 2008, 2010, Pacton <i>et al.</i>, 2012; Mariotti <i>et al.</i>, 2018, O'Reilly <i>et al.</i>, 2017). Ooids and particles binding through micrite bridges, clotted textures and localized particles clustering and lumping (trap and binding). Aggregates (grape-stones), coated afterward to become incipient compound ooids (this work). (Fig. 10 stages g, m)</p> <p><i>Case 2:</i> <i>In-situ</i> accretion of spar-rich translucent, radial, irregular or serrate circumgranular fringe cement (cf. Anderson <i>et al.</i>, 2020). Also festoon, lobate shapes (this study).</p> | <p>Microboring and micritization (<i>Case 1</i>). Dissolution by corrosive fluids (for example by degradation of organic matter trapped within laminae or by pore water organic matter remineralization).</p> <p>After short residence times (<i>Case 2</i>), exhumation, remobilization, rounding and laminae smoothing.</p> | <p>Pit development, micritic laminae and micritic infills within borings. Microporosity within ooids, corroded, leached laminae, cement reprecipitation.</p> <p>Smooth, even lamina produced by intermittent abrasion. Eventual compound grains formation (Anderson <i>et al.</i>, 2020)</p> |
| <p>Vadose-subaerial stage</p> <p>Above water table interface, below surface or completely exposed at surface, typically short to relatively long residence times. (Fig. 10 stages h, i, j, k & l)</p> | <p>Chemical precipitation, and thus lamina accretion if carbonate saturation is attained ($\Omega > 1$) (Siesser, 1973). Capillarity, meniscus cement and wind spray (Gomez <i>et al.</i>, 2014).</p> | <p>Brownish irregular laminae, micritization, recrystallization, dolomitization, nodulation, aggregation (cf. Eardley 1938; Freydet, 1973; Freydet and Plaziat, 1979; Arp, 1995). Asymmetric-eccentric ooids and directional cortical growths originating larger ooids or aggregates with complex external forms through capillarity and evaporation. Circumcrust, rubble or shingle formation (Eardley, 1938; Purser and Loreau, 1973) Super composite grains (Fig. 10 stage m)</p> | <p>Wind driven subaerial abrasion and erosion. Decoupling and brittle fracturing (Fig. 10 stage l). Corrosion and dissolution if undersaturation are attained ($\Omega < 1$). Recrystallization and neomorphism. Oxidation, dolomitization.</p> | <p>Unconformities and asymmetric truncations. Truncated ooids, half-moon ooids, broken ooids and regenerated bits and pieces. Reentrants. Cementation, meniscus cement, laminae overlapping and onlapping various features. Color and mineralogy changes.</p> |

Table 5. 4: Modos de formación de ooides siguiendo diferentes trayectorias con procesos constructivos y destructivos implicados a partir del análisis cuantitativo y cualitativo (ver Fig.5.20 y el apartado Litotipos, ambientes y diversidad de ooides del texto).

CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA DE REE+Y DE LA FORMACIÓN YACORAITE

6.1. Consideraciones generales de geoquímica

Los elementos mayoritarios son aquellos que al ser expresados como óxidos se encuentran en las rocas en concentraciones mayores a 0.1 g en 100 g (1/1000). En rocas carbonáticas generalmente son: Ca, Mg, Na, Si, K, Sr, y Mn; normalmente se presentan en análisis químicos como óxidos. En geoquímica sedimentaria, se usan los datos de elementos mayoritarios con tres propósitos fundamentales: 1) determinación de la fuente de elementos en rocas carbonáticas, 2) análisis paleoambiental y, 3) investigación de las condiciones deposicionales de rocas carbonatadas con diferentes escenarios geológico-tectónicos. Un elemento traza se define como un elemento que se presenta en una roca en concentraciones menores a 0.1 % m/m, es decir menos que 1000 partes por millón. En ocasiones, los elementos trazas forman especies minerales propias, pero más comúnmente ellos sustituyen a los elementos mayores en los minerales que conforman la roca. El estudio de los elementos trazas es una parte esencial de la petrología sedimentaria y brinda más información y permite discernir más sobre los procesos petrológicos y las fuentes que los elementos mayoritarios. Con frecuencia, los elementos trazas son estudiados en grupos, y las desviaciones del comportamiento del grupo o cambios sistemáticos en el comportamiento dentro del grupo son utilizados como indicadores de diferentes procesos.

Varios de los grupos de elementos de la tabla periódica son de gran interés geoquímico. Un grupo de gran utilidad es el de los elementos con números atómicos del 57 al 71, los **lantánidos o elementos de tierras raras (REE, Rare Earth Elements)**, como usualmente se los llama en geoquímica. El Y (Z= 39) por ser un elemento químicamente similar es incluido junto a las tierras raras y se ubica entre el Dy y Ho. Por esta razón, los elementos de tierras raras suelen referirse como **REY's**, dado que incorporan al Itrio. Esta será la denominación que se usará en este texto. Otros grupos son los elementos del grupo del platino (PGE, de su sigla en inglés) con números atómicos entre el 44 y el 46 y del 76 al 79, también conocidos como metales nobles, incluyendo Au; y los metales de transición, con números atómicos del 21 al 30.

Desde el punto de vista químico, los elementos de tierras raras (REYs de acá en adelante), son miembros del grupo III en la tabla periódica de los elementos químicos. En este grupo están incluidos los elementos escandio (Sc, con un número atómico Z=21), Itrio (Y, Z=39) y del lantano (La, Z=57) al lutecio (Lu, Z=71). Es común encontrar en la literatura el término de lantánidos para hacer referencia a los elementos que se encuentran después del La en la tabla periódica: cerio (Ce, Z=58), praseodimio (Pr, Z=59), neodimio (Nd, Z=60), prometio (Pm, Z=61), samario (Sm, Z=62), europio (Eu, Z=63), gadolinio (Gd, Z=64), terbio (Tb, Z=65), disprosio (Dy, Z=66), holmio (Ho, Z=67), erbio (Er, Z=68), tulio (Tm, Z=69), yterbio (Yb, Z=70) y lutecio (Lu,

Z=71). Cabe aclarar que el elemento Pm no está presente en concentraciones detectables en la naturaleza y, usualmente, se omite en el análisis. Basados en sus números atómicos, los REYs pueden ser subdivididos en tres fracciones: 1) tierras raras livianas (LREE), que incluyen a los elementos de La, Ce, Pr y Nd; 2) tierras raras medianas (MREE), consisten en Sm, Eu, Gd, Tb, Dy y Ho; y 3) tierras raras pesadas (HREE), que incluyen a Er, Tm, Yb y Lu. En las rocas carbonáticas, los REYs y elementos trazas se encuentran en concentraciones entre 10^{-2} y 10^{-3} % en peso, o incluso menos (Flügel, 2010).

Diferencias menores pero sistemáticas, hacen que los REYs sean una herramienta efectiva para conocer la fuente de agua de la cual proceden, para reconstrucciones paleoclimáticas-paleoambientales y procesos sedimentarios (Frimmel, 2009; Xu et al., 2009; Zhang et al., 2015). En general, los ambientes en los que se forman las rocas carbonáticas, y por ende las aguas involucradas, son tres (Fig. 6.2): **1)** ambientes marinos someros y profundos, caracterizados por la geoquímica del agua de mar, **2)** ambientes de transición marginales, es decir ubicados en la franja litoral entre los dominios continentales y marinos, caracterizado por la geoquímica de aguas estuarinas, por ejemplo, y **3)** ambientes continentales (no marinos) caracterizados por la geoquímica de ríos y lagos (Flügel, 2010; Chen et al., 2015). Sumado a estos ambientes, las aguas porales y fluidos hidrotermales son también entornos formadores de carbonatos y tienen su geoquímica particular. Estos diferentes ambientes, en ocasiones muestran diferencias apreciables en su contenido y distribución de REYs, lo cual hace a este grupo de elementos de gran utilidad en geoquímica sedimentaria.

Los minerales carbonáticos, especialmente calcita, aragonita y dolomita, son significativamente sensibles a incorporar cantidades discretas de REYs y elementos trazas, por lo que estos elementos son considerados como repositorios sobre escalas de tiempo geológico (*long-term sink*). Los dos principales mecanismos que determinan el contenido de REYs y elementos trazas en minerales de carbonatos (es decir, aquellos que tienen el grupo CO_3^{2-}), son co-precipitación y absorción. La **co-precipitación**, se refiere a la captación e incorporación activa de iones en el mineral durante el crecimiento y está influenciada, en la mayoría de los casos, por la velocidad de crecimiento y la estructura superficial de la fase sólida (Morse y Bender, 1990; Smrzka et al., 2019; Zhao et al., 2021). Los minerales carbonáticos pueden incorporar diferentes iones, en diferentes proporciones dependiendo de su estructura cristalina. Por ejemplo, el ion calcio Ca^{2+} ocupa un sitio octaédrico único dentro de la red de la calcita, donde se sustituye fácilmente por iones que se encuentran en la misma coordinación en la calcita, como Co, Zn y Fe. Los iones más grandes, como el Ba, el Sr y el U, tienen números de coordinación más altos y se incorporan preferentemente al sitio octaédrico de la red cristalina de la aragonita. La **absorción** de elementos, es el segundo proceso principal que permite la incorporación de REYs dentro de la calcita. Las concentraciones de elementos en la solución inicial, la formación de complejos superficiales y la precipitación de soluciones sólidas, controlan el proceso de adsorción. La adsorción de cationes en minerales carbonatados está relacionada con su tamaño relativo al ión Ca^{2+} que es sustituido dentro de la red, y procede como un proceso de múltiples pasos. La absorción

de cationes es mayor a medida que disminuyen los radios iónicos de los cationes (Smrzka et al., 2019; Zhao et al., 2021). Esto es lo que se conoce como **contracción de los lantánidos**. De esta manera, la precipitación de la calcita y las reacciones de disolución pueden actuar, ambas, como una fuente de REYs y elementos trazas en ambientes naturales. La incorporación de REYs en la calcita procede via co-precipitación y absorción y depende de la concentración de REYs y la naturaleza de los complejos formados en solución.

Por otro lado, las concentraciones de los REYs en el sistema solar son variables en forma sistemática debido a la estabilidad de los distintos átomos. Los REYs con número atómico par son más estables y, por lo tanto, más abundantes que aquellos con número atómico impar, de tal manera que el efecto **Oddo-Harkins** (Oddo, 1914) resulta ser más notorio en este grupo de elementos, debido a la gran similitud química que presentan. Las diferencias sistemáticas en estabilidad de núcleos es consecuencia del enlace débil que se crea en un núcleo impar cuando, a un núcleo con número atómico par, se le agrega un protón. Como resultado del efecto Oddo-Harkins, se forma un patrón de *zig-zag* en un diagrama de composición vs. abundancia. La tendencia en *zig-zag* de los REYs a menudo se elimina mediante la normalización a una abundancia estándar de tierras raras en una escala logarítmica, en función del número atómico Z, para eliminar los "efectos pares-impares" (efecto Oddo-Harkins) y compensar las irregularidades de los elementos, revelando variaciones menores de abundancia relativa entre elementos vecinos de tierras raras. Los estándares incluyen Post-Archean Australian Shales (**PAAS**) (McLennan, 1989; Webb y Kamber 2000), el promedio Corteza continental superior (**UCC**) (Chen et al. 2015), Compuesto de esquisto de América del Norte (**NASC**) (Klein y Beukes, 1989). A veces, los REYs están normalizados por condrita (Bau et al., 1996; Tanaka y Kawabe, 2006), **condrita C1** (Komiya et al., 2008) y fango (*mud*) de Queensland (MUQ) (Kamber et al., 2005). Para los carbonatos, las concentraciones de REY medidas están normalizadas, en su mayoría, por PAAS (para más detalles ver la reciente revisión de Rétif et al., 2023 y referencias allí citadas).

En la sección 6.5, se vuelcan los resultados acerca de la geoquímica en las muestras de la Formación Yacoraite, de las tres secciones analizadas (Espinazo del Diablo, Yavi 1 y Yavi 3). En la Fig. 6.1 se encuentran ubicados los puntos muestreados en las secciones analizadas.

**SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS
DE LA FM. YACORAITE
con la ubicación de muestras geoquímicas
para análisis de elementos
de mayoritarios, minoritarios, trazas y REYs**

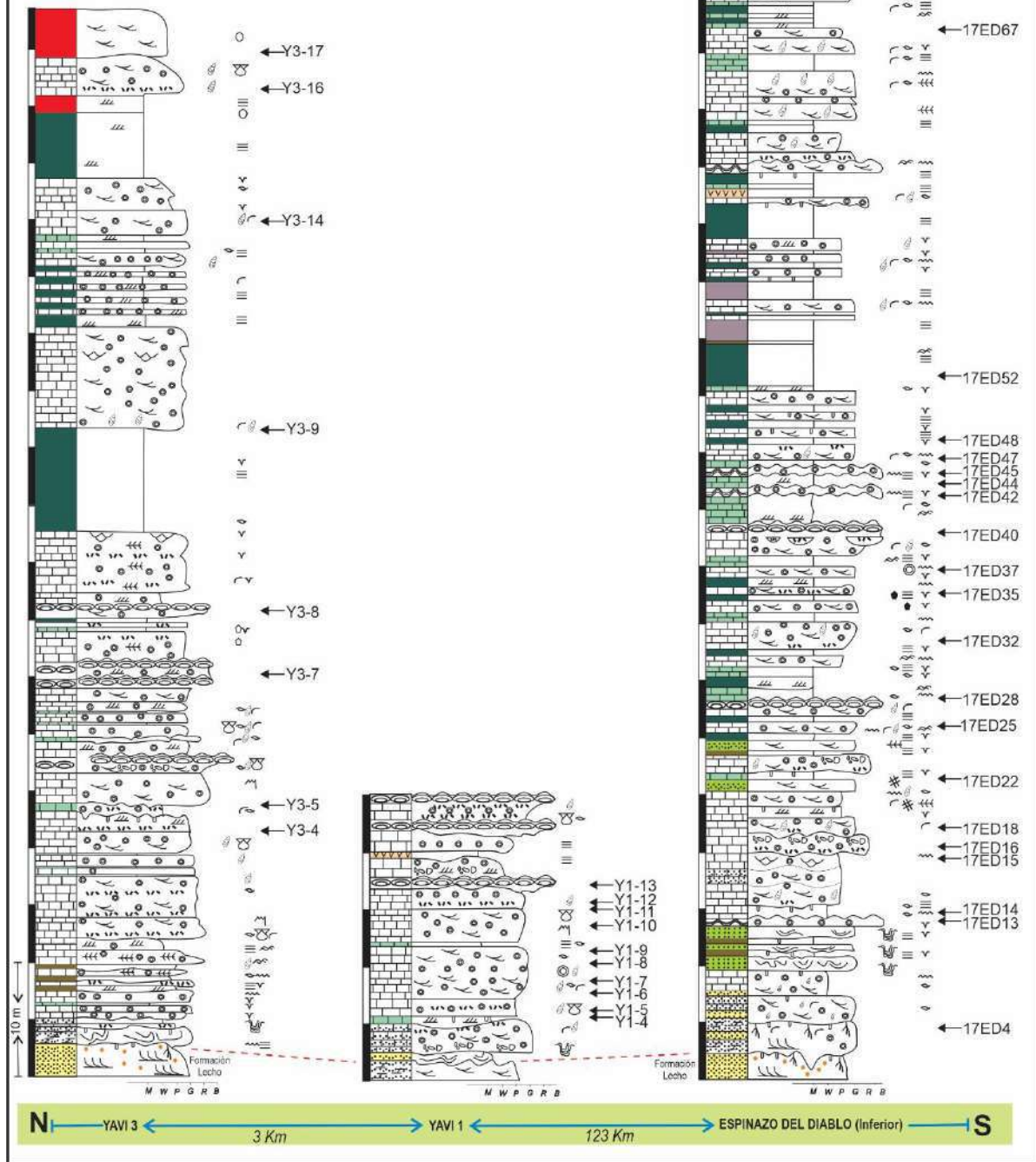


Figura 6.1. Las secciones estratigráficas con datos geoquímicos son tres, de norte a sur: Yavi-3, Yavi-1 y el intervalo inferior de la sección del Espinazo del Diablo, correspondientes a la subcuenca de Tres Cruces.

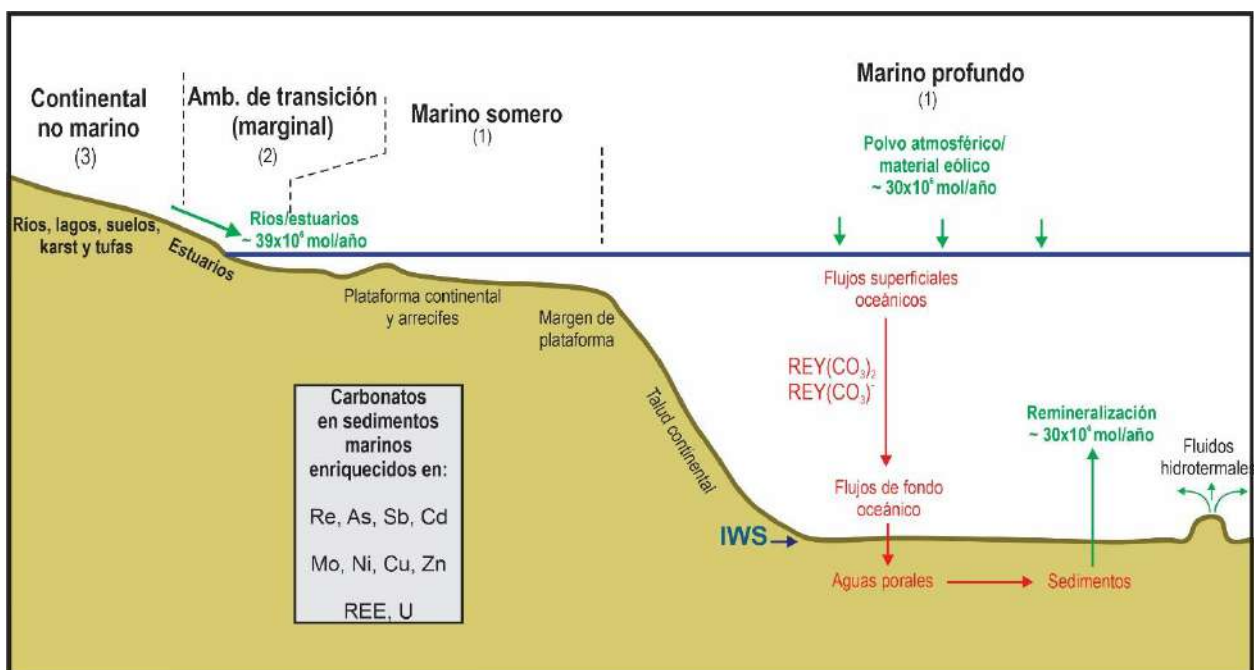


Figura 6.2. Diagrama esquemático mostrando los diferentes ambientes carbonáticos depositacionales con sus respectivas entradas y salidas de REYs desde los océanos hacia las aguas porales y, finalmente, a los sedimentos (Tomado y modificado de Flügel, 2010 y Chen et al., 2015). El cuadro gris muestra a los elementos trazas y REE que se acumulan en el largo plazo (*long-term sink*) en minerales carbonáticos, cuando son transferidos a los sedimentos marinos (tomado de Smrzka et al., 2019).

6.2. Justificación del estudio de REYs

Los carbonatos son componentes comunes e importantes de los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son de reactividad química intermedia entre los minerales sedimentarios, menos reactivos que los minerales que conforman evaporitas, pero más reactivos que la mayoría de los minerales de silicato. Sus características químicas ejercen una gran influencia sobre su acumulación y distribución en los sedimentos, la diagénesis y la conservación en las rocas sedimentarias (Morse y Mckenzie, 1990). La química de la atmósfera y los océanos está controlada en parte por las reacciones de estos minerales con las aguas naturales. Estas interacciones son importantes en la regulación del clima y deben tenerse en cuenta en cuestiones, tan importantes para el medio ambiente, como el destino del CO_2 de los combustibles fósiles. El hecho de que al menos el 60% de las reservas de petróleo conocidas en el mundo se encuentren en yacimientos carbonatados (por ejemplo, Roehl y Choquette, 1985) y que los cementos carbonáticos ejerzan una gran influencia en la porosidad y permeabilidad de los yacimientos de petróleo en otros tipos litológicos, significa que la comprensión de la geoquímica de los carbonatos sedimentarios tiene una importancia económica considerable. Además, gran parte de nuestra comprensión de la paleoclimatología y la paleoceanografía se basa en interpretaciones geoquímicas de la composición de los minerales carbonatados.

Por su parte, los REYs tienen características únicas y muestran diferentes patrones de distribución en una amplia variedad de materiales geológicos (Frimmel, 2009; Deng et al., 2017; Yan et al., 2021). Los REYs han sido ampliamente utilizados como *proxies* para reconstrucciones paleoambientales, como trazadores de diferentes procesos bio-geoquímicos y también para la evaluación de las interacciones que ocurren en el sistema atmósfera-litósfera-océano. Con el desarrollo de técnicas para la determinación precisa de la concentración y especiación de los elementos trazas en océanos, sedimentos marinos, rocas carbonáticas y aguas porales e intersticiales, esta información permite el reconocimiento de procesos bio-geoquímicos actuantes en estos entornos (Duchart et al. 1973; Smrzka et al., 2019). La eficacia de los REYs como trazadores de procesos bio-geoquímicos y de reconstrucción de condiciones paleoambientales, se refleja en gran medida por su carga trivalente uniforme (REY⁺³) y la disminución gradual de sus radios iónicos con el aumento del número atómico; efecto conocido como la contracción de los lantánidos (Goldberg et al., 1963; Turner et al., 1981; Johannesson et al. 2005).

En las últimas décadas, se ha puesto énfasis en el análisis de las tierras raras en cuanto a la relación existente entre el contenido de ciertos REYs en rocas carbonáticas y las concentraciones de estos elementos en el agua, a partir de la que tiene lugar la precipitación (Fig. 6.2). En conjunto con el análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en rocas carbonáticas y de mezcla (por ejemplo; Ca, Mg, Sr, Fe y Mn), los REYs se han convertido en una poderosa herramienta aplicable a la mayoría de los paleoambientes en los que estas rocas se formaron. El procesamiento y posterior análisis geoquímico que se llevó a cabo en las muestras provenientes de la Formación Yacoraite, fueron fundamentales para refinar el análisis de asociaciones de facies y comprender, al menos parcialmente, los diferentes controles paleoambientales y patrones de distribución de algunos elementos dentro de la controversia “sistemas o etapas lacustres versus marinas someras” para el intervalo temporal en cuestión. Cabe resaltar que este tipo de análisis geoquímico y con este volumen de información, son escasos o prácticamente inexistentes en el estudio de la Formación Yacoraite, como se detalla en la sección 6.3.

6.3. Antecedentes de estudios geoquímicos de la Formación Yacoraite

El ambiente deposicional de la Formación Yacoraite ha sido discutido durante mucho tiempo y se ha considerado alternativamente como lacustre (por ejemplo, Palma, 2000; Guimaraes, 2014; Röemers Oliveira et al., 2015; Mutti et al., 2023), o marino (Marquillas et al., 2005, 2007; Console Gonella et al., 2017) influenciado por los altos niveles del mar del Cretácico (véase Capítulo 2). Son limitadas las contribuciones que han abordado aspectos geoquímicos de la Formación Yacoraite y, hasta el momento, sólo se han reportado estudios isotópicos y algunos mineralógicos. En este contexto, Marquillas y Matthews (1996) compararon algunas muestras de la Formación Yacoraite de la zona de Huaytaquina (subcuenca de Sey), con los xenolitos de wollastonita presentes en lavas y flujos piroclásticos del Volcán Lascar en Chile. Para ello, realizaron análisis geoquímicos de REYs e isótopos de O

y C con el fin de determinar si el precursor de los xenolitos estaba emparentado con las rocas de la Formación Yacoraite. Los autores encontraron una correlación positiva en los isótopos de oxígeno y carbono entre las calizas de Yacoraite y la calcita de estos xenolitos. Otros trabajos sobre los isótopos de oxígeno y carbono son los de Sial et al. (2001) que evalúan su comportamiento a lo largo de la transición K-T.

6.4. Resultados de la distribución de REYs

Si bien hay antecedentes de datos de REYs (REE+Y) en la Formación Yacoraite (ver Matthews et al., 2006), estos autores se centraron en el uso de la señal de REY de la Formación Yacoraite para discriminar la fuente o procedencia de xenolitos de skarns asociados al volcán Lascar en Chile (ver Marquillas y Matthews, 1996, Matthews et al., 1996) y no se enfocaron en discutir aspectos estratigráficos, biogeoquímicos, paleoambientales, ni paleoceanográficos. Nuestro estudio constituye el primer estudio detallado de REYs en esta unidad Cretácica y se realizó a los efectos de reconocer: 1) los patrones en las señales geoquímicas entre diferentes regiones de la subcuenca de Tres Cruces (Espinazo del Diablo, Yavi 1 y Yavi 3, Fig. 1.2), 2) la influencia de material terrígeno y procesos diagenéticos en dicha señal de REYs, 3) discutir el grado de conexión entre diferentes depocentros y 4) evaluar la posibilidad de discriminar si la fuente de los fluidos es meteórica/continental o si hubo influencia marina para así, aportar a la larga discusión sobre el origen (marino versus lacustre) de los depósitos de la Formación Yacoraite. Dado que los datos de REYs se recibieron recientemente (debido a problemas relacionados a la pandemia causada por el COVID-19), este constituye un análisis preliminar que será profundizado durante la preparación de un manuscrito para su publicación, y durante estudios que se realizarán durante tareas postdoctorales (tablas 6.1, 6.2 y 6.3, tablas anexo 1 y 2). Aquí se hará una caracterización general de los tres sitios estudiados (Espinazo del Diablo, Yavi 1 y Yavi 3) y luego se harán algunas consideraciones de los sitios de manera individual. También se realizará una comparación preliminar con datos de REYs en fosforitas marinas de la misma edad (Cretácico Superior-Paleoceno) publicados por Fazio et al., (2013) para la región de Patagonia, como así también con algunos ejemplos de REYs en calizas oolíticas marinas de Bahamas y lacustres de Great Salt Lake (Li et al., 2019).

Las REYs son graficadas normalmente en función de su número atómico creciente, normalizadas a algún valor de referencia (Masuda-Coryell plots, Barrat et al., 2023). Dado que las REYs presentan un comportamiento coherente y con una distribución teórica en general conocida y predecible, la presencia de patrones y anomalías en la distribución de REYs en diferentes materiales geológicos es lo que permite hacer inferencias sobre cómo se particionan o fraccionan diferentes REYs. Esto último, debido a diferentes procesos sedimentarios y geoquímicos que permiten luego hacer inferencias sobre las condiciones ambientales en que

se depositaron esos materiales. Por ejemplo, la mayoría de las REYs encontradas en aguas naturales están presentes en un estado de oxidación trivalente; sin embargo, pueden ser oxidadas al estado tetravalente (p.ej., el Ce) o reducidas a la forma bivalente (p.ej., el Eu) dependiendo de las condiciones redox y de temperatura (DeBaar et al., 1985; Rétif et al., 2023). Esto modifica su comportamiento químico, como por ejemplo su solubilidad. Por esta razón, anomalías en el Ce se han utilizado para determinar las condiciones redox de los fluidos. Un sumario actualizado y muy detallado de las diferentes formas en que dichos patrones y anomalías pueden ser caracterizados y calculados puede encontrarse en Zhao et al. (2022), Rétif et al. (2023) y Barret et al. (2023).

Tabla 6.1. Análisis de elementos mayoritarios de muestras de la Formación Yacoraite que incluye las secciones del Espinazo del Diablo y Yavi (Y1 y Y3). Los valores están dados en % en peso.

| Muestras Formación Yacoraite | Na ₂ O | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | SO ₃ | Cl | K ₂ O | CaCO ₃ | TiO ₂ | V ₂ O ₅ | Cr ₂ O ₃ | MnO | Fe ₂ O ₃ |
|---------------------------------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|
| 17ED4 | 0.00 | 7.95 | 1.60 | 21.19 | 0.02 | 0.09 | 0.01 | 0.54 | 66.02 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.24 | 2.06 |
| 17ED13 | 0.00 | 0.93 | 0.63 | 18.56 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.09 | 79.09 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.06 | 0.35 |
| 17ED14 | 0.00 | 0.91 | 7.07 | 44.22 | 0.00 | 0.11 | 0.01 | 4.05 | 38.72 | 0.23 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 4.05 |
| 17ED15 | 0.00 | 0.06 | 2.79 | 93.80 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 2.31 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.01 | 0.04 | 0.77 |
| 17ED16 | 0.00 | 3.17 | 1.34 | 69.37 | 0.01 | 0.07 | 0.02 | 0.70 | 24.30 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.80 |
| 17ED18 | 0.00 | 1.18 | 15.24 | 68.78 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 8.13 | 0.00 | 0.83 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 5.64 |
| 17ED22 | 0.00 | 2.24 | 15.36 | 60.88 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 9.34 | 0.00 | 0.90 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 11.03 |
| 17ED25 | 0.00 | 14.89 | 1.43 | 67.48 | 0.00 | 0.29 | 0.02 | 0.99 | 12.31 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 1.73 |
| 17ED28 | 0.00 | 9.93 | 1.07 | 11.60 | 0.02 | 0.07 | 0.01 | 0.40 | 74.20 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 2.15 |
| 17ED32 | 0.00 | 7.22 | 0.58 | 1.73 | 0.00 | 0.06 | 0.02 | 0.11 | 89.10 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.70 |
| 17ED35 | 0.00 | 4.04 | 0.79 | 36.91 | 0.02 | 0.09 | 0.02 | 0.38 | 56.92 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.43 |
| 17ED37 | 0.00 | 4.01 | 0.71 | 2.32 | 0.15 | 0.02 | 0.04 | 0.11 | 91.91 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.45 |
| 17ED40 | 0.04 | 1.60 | 15.52 | 66.85 | 0.00 | 0.26 | 0.00 | 7.04 | 0.00 | 0.69 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 6.61 |
| 17ED42 | 0.01 | 0.62 | 1.47 | 5.90 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.23 | 89.12 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 1.80 |
| 17ED44 | 0.01 | 2.18 | 14.83 | 64.80 | 0.00 | 0.19 | 0.02 | 5.65 | 2.32 | 0.62 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 8.20 |
| 17ED45 | 0.05 | 0.73 | 5.85 | 25.63 | 0.13 | 0.02 | 0.03 | 1.65 | 62.78 | 0.22 | 0.00 | 0.01 | 0.07 | 2.53 |
| 17ED47 | 0.00 | 1.97 | 16.18 | 62.62 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 5.67 | 0.00 | 0.78 | 0.01 | 0.02 | 0.40 | 12.12 |
| 17ED48 | 0.00 | 1.96 | 15.23 | 58.84 | 0.00 | 0.01 | 0.05 | 6.87 | 3.39 | 0.73 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 12.69 |
| 17ED52 | 0.00 | 2.19 | 15.88 | 63.90 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 7.76 | 0.00 | 0.85 | 0.01 | 0.02 | 0.06 | 9.11 |
| 17ED67 | 0.16 | 0.90 | 8.10 | 43.60 | 1.59 | 0.05 | 0.04 | 3.15 | 37.37 | 0.26 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 4.51 |
| Y1-4 | 0.00 | 7.07 | 0.44 | 11.48 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.19 | 79.57 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.78 |
| Y1-5 | 0.00 | 3.79 | 0.39 | 7.03 | 0.22 | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 87.57 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.55 |
| Y1-6 | 0.00 | 3.34 | 0.69 | 5.82 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.22 | 89.02 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.52 |
| Y1-7 | 0.00 | 5.77 | 1.30 | 12.02 | 0.14 | 0.06 | 0.02 | 0.56 | 78.63 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 1.01 |
| Y1-8 | 0.00 | 7.61 | 1.13 | 12.43 | 0.09 | 0.05 | 0.02 | 0.58 | 76.57 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 1.04 |
| Y1-9 | 0.00 | 3.69 | 0.47 | 2.30 | 0.60 | 0.03 | 0.02 | 0.09 | 91.94 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.55 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|
| Y1-10 | 0.00 | 7.77 | 0.90 | 4.67 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.30 | 85.29 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.70 |
| Y1-11 | 0.00 | 0.80 | 0.81 | 1.97 | 0.10 | 0.04 | 0.01 | 0.19 | 95.19 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.48 |
| Y1-12 | 0.00 | 4.84 | 0.34 | 1.37 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 92.64 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.44 |
| Y1-13 | 0.00 | 8.11 | 0.28 | 2.66 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 88.07 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.48 |
| Y3-4 | 0.00 | 4.79 | 2.42 | 34.56 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 1.44 | 54.86 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 1.33 |
| Y3-5 | 0.00 | 7.77 | 0.56 | 2.32 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.11 | 88.05 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.79 |
| Y3-7 | 0.00 | 7.19 | 0.82 | 5.51 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.27 | 85.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.72 |
| Y3-8 | 0.00 | 1.98 | 12.16 | 71.99 | 0.05 | 0.02 | 0.12 | 7.82 | 0.00 | 0.52 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 5.09 |
| Y3-9 | 0.00 | 2.47 | 12.66 | 45.66 | 0.43 | 0.01 | 0.04 | 8.29 | 20.15 | 0.51 | 0.02 | 0.02 | 0.11 | 9.52 |
| Y3-14 | 0.00 | 1.73 | 0.40 | 1.93 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 94.79 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.62 |
| Y3-16 | 0.00 | 0.30 | 0.40 | 1.09 | 0.62 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 96.69 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.34 | 0.30 |
| Y3-17 | 0.01 | 1.71 | 15.31 | 61.31 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 4.89 | 1.12 | 1.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 14.36 |

Tabla 6.2. Análisis de REYs en la sección del Espinazo del Diablo.

| REYs | 17ED 4 | 17ED 13 | 17ED 14 | 17ED 15 | 17ED 16 | 17ED 18 | 17ED 22 | 17ED 25 avg. | 17ED 28 | 17ED 32 | 17ED 35 | 17ED 37 | 17ED 40 | 17ED 42 | 17ED 44 | 17ED 45 | 17ED 47 | 17ED 48 | 17ED 52 | 17ED 67 |
|---------------|------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|--------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|------------|------------|------------|------------|
| Rb | 0.78 | 0.20 | 4.39 | 0.68 | 0.29 | 1.80 | 2.68 | 0.57 | 1.09 | 0.72 | 0.41 | 0.41 | 2.72 | 0.91 | 1.72 | 1.85 | 2.14 | 3.34 | 1.74 | 2.51 |
| Sr | 946.5 2 | 1428. 02 | 331.9 4 | 242.6 2 | 566.3 3 | 9.14 | 33.02 | 1226. 66 | 1314. 98 | 1910. 55 | 1385. 52 | 1820. 52 | 551.4 4 | 1776. 26 | 381.7 1 | 2042. 51 | 70.05 | 143.9 7 | 95.68 | 842.1 6 |
| Y | 8.15 | 3.02 | 8.91 | 3.47 | 4.43 | 0.11 | 10.38 | 8.92 | 12.72 | 2.96 | 4.60 | 2.31 | 11.00 | 6.34 | 10.74 | 7.11 | 9.24 | 17.41 | 11.68 | 15.80 |
| Zr | 0.54 | 0.68 | 0.51 | 0.22 | 0.26 | 0.57 | 1.20 | 0.34 | 0.71 | 0.73 | 0.39 | 0.31 | 2.30 | 0.33 | 1.12 | 0.82 | 0.63 | 0.86 | 2.09 | 2.50 |
| Cs | 0.35 | 0.09 | 1.36 | 0.21 | 0.12 | 1.30 | 0.59 | 0.19 | 0.31 | 0.12 | 0.26 | 0.14 | 5.45 | 2.58 | 5.48 | 2.25 | 3.83 | 3.55 | 0.69 | 0.76 |
| Ba | 431.4 6 | 285.0 1 | 625.6 0 | 364.3 5 | 45.80 | 33.94 | 41.65 | 1932. 37 | 1667. 35 | 1873. 96 | 1176. 60 | 130.0 2 | 2027. 11 | 2042. 83 | 557.3 9 | 97.69 | 234.4 8 | 82.41 | 151.2 5 | 238.8 5 |
| La | 5.46 | 1.97 | 6.93 | 2.78 | 2.50 | 1.16 | 7.01 | 4.88 | 7.61 | 2.13 | 3.60 | 1.38 | 9.35 | 5.96 | 14.98 | 6.37 | 5.43 | 10.55 | 11.66 | 15.60 |
| Ce | 11.98 | 4.56 | 14.31 | 4.88 | 4.74 | 2.59 | 14.55 | 15.28 | 18.76 | 5.57 | 8.56 | 2.87 | 22.23 | 13.79 | 32.92 | 14.01 | 19.64 | 28.92 | 22.09 | 39.71 |
| Pr | 1.69 | 0.56 | 2.10 | 0.76 | 0.69 | 0.33 | 3.01 | 1.47 | 2.19 | 0.59 | 1.01 | 0.40 | 3.39 | 1.71 | 4.69 | 1.85 | 3.32 | 5.05 | 4.77 | 5.38 |
| Nd | 6.96 | 2.17 | 8.38 | 2.95 | 2.69 | 1.22 | 14.01 | 5.86 | 8.59 | 2.23 | 3.85 | 1.57 | 13.25 | 6.09 | 18.12 | 7.00 | 14.91 | 22.05 | 19.21 | 21.08 |
| Sm | 1.71 | 0.47 | 2.18 | 0.68 | 0.63 | 0.27 | 3.69 | 1.37 | 2.07 | 0.49 | 0.85 | 0.35 | 2.99 | 1.21 | 3.92 | 1.54 | 3.76 | 5.29 | 4.30 | 4.43 |
| Eu | 0.38 | 0.12 | 0.52 | 0.18 | 0.13 | 0.05 | 0.76 | 0.44 | 0.56 | 0.26 | 0.26 | 0.08 | 0.73 | 0.42 | 0.72 | 0.30 | 0.68 | 0.95 | 0.81 | 0.76 |
| Gd | 1.48 | 0.42 | 1.93 | 0.58 | 0.58 | 0.12 | 2.95 | 1.25 | 1.85 | 0.43 | 0.71 | 0.32 | 2.43 | 0.99 | 2.97 | 1.35 | 2.86 | 4.14 | 3.44 | 3.50 |
| Tb | 0.21 | 0.06 | 0.27 | 0.09 | 0.09 | 0.01 | 0.34 | 0.19 | 0.28 | 0.06 | 0.11 | 0.05 | 0.34 | 0.15 | 0.39 | 0.20 | 0.38 | 0.59 | 0.45 | 0.48 |
| Dy | 1.10 | 0.37 | 1.42 | 0.47 | 0.53 | 0.05 | 1.46 | 1.14 | 1.65 | 0.37 | 0.61 | 0.28 | 1.73 | 0.84 | 1.86 | 1.07 | 1.79 | 2.94 | 2.07 | 2.48 |
| Ho | 0.21 | 0.08 | 0.26 | 0.09 | 0.11 | 0.01 | 0.24 | 0.24 | 0.33 | 0.07 | 0.12 | 0.06 | 0.31 | 0.17 | 0.31 | 0.20 | 0.28 | 0.50 | 0.32 | 0.44 |
| Er | 0.60 | 0.23 | 0.71 | 0.25 | 0.33 | 0.01 | 0.55 | 0.71 | 0.97 | 0.22 | 0.35 | 0.16 | 0.80 | 0.50 | 0.79 | 0.53 | 0.63 | 1.18 | 0.71 | 1.11 |
| Tm | 0.08 | 0.03 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | 0.00 | 0.06 | 0.10 | 0.14 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.07 | 0.07 | 0.13 | 0.07 | 0.13 |
| Yb | 0.52 | 0.21 | 0.57 | 0.22 | 0.31 | 0.00 | 0.32 | 0.67 | 0.96 | 0.22 | 0.31 | 0.14 | 0.58 | 0.48 | 0.61 | 0.43 | 0.37 | 0.74 | 0.36 | 0.76 |
| Lu | 0.08 | 0.03 | 0.08 | 0.03 | 0.05 | 0.00 | 0.05 | 0.10 | 0.15 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.05 | 0.10 | 0.05 | 0.11 |
| Hf | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.10 | 0.09 |
| Pb | 151.3 7 | 8.69 | 43.52 | 1.96 | 6.19 | 0.34 | 3.02 | 16.25 | 7.14 | 2.00 | 3.46 | 2.38 | 11.60 | 5.99 | 8.75 | 5.30 | 18.99 | 1.86 | 2.16 | 6.35 |
| Th | 0.57 | 0.24 | 0.85 | 0.26 | 0.29 | 1.00 | 2.44 | 0.66 | 1.09 | 0.30 | 0.40 | 0.16 | 2.27 | 0.68 | 2.98 | 1.21 | 2.28 | 3.47 | 2.93 | 3.06 |
| U | 5.67 | 3.56 | 2.81 | 0.91 | 2.10 | 0.17 | 0.32 | 4.64 | 3.29 | 3.87 | 2.54 | 3.55 | 8.11 | 3.81 | 1.34 | 4.40 | 0.87 | 0.27 | 0.87 | 4.29 |
| Y/Ho [g/g] | 39.10 | 39.40 | 34.10 | 37.80 | 40.60 | 21.60 | 43.80 | 37.60 | 38.70 | 39.50 | 38.00 | 41.10 | 35.20 | 37.80 | 34.30 | 35.80 | 32.90 | 35.10 | 36.10 | 35.90 |
| Zr/Hf | 24.48 | 25.84 | 23.73 | 21.50 | 25.89 | 13.74 | 17.04 | 20.09 | 21.50 | 22.44 | 20.94 | 23.69 | 21.97 | 21.24 | 19.55 | 25.20 | 17.52 | 17.23 | 21.62 | 27.24 |
| Th/U | 0.10 | 0.07 | 0.30 | 0.29 | 0.14 | 6.05 | 7.61 | 0.14 | 0.33 | 0.08 | 0.16 | 0.04 | 0.28 | 0.18 | 2.23 | 0.28 | 2.61 | 12.78 | 3.35 | 0.71 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Eu/Sm | 3.88 | 0.25 | 0.24 | 0.26 | 0.21 | 0.17 | 0.21 | 0.32 | 0.27 | 0.52 | 0.31 | 0.22 | 0.25 | 0.34 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 4.22 | 0.17 |
| Sm/Yb | 0.73 | 2.23 | 3.84 | 3.18 | 2.01 | 55.09 | 11.41 | 2.06 | 2.15 | 2.24 | 2.70 | 2.47 | 5.15 | 2.50 | 6.41 | 3.60 | 10.27 | 7.16 | 2.26 | 5.81 |
| SREY | 40.61 | 14.30 | 48.66 | 17.46 | 17.87 | 5.94 | 59.38 | 42.63 | 58.83 | 15.68 | 25.04 | 10.01 | 69.31 | 38.80 | 93.20 | 42.09 | 63.40 | 100.54 | 81.99 | 111.78 |
| PAAS normalized | 17ED 4 | 17ED 13 | 17ED 14 | 17ED 15 | 17ED 16 | 17ED 18 | 17ED 22 | 17ED 25 avg. | 17ED 28 | 17ED 32 | 17ED 35 | 17ED 37 | 17ED 40 | 17ED 42 | 17ED 44 | 17ED 45 | 17ED 47 | 17ED 48 | 17ED 52 | 17ED 67 |
| La | 0.14 | 0.05 | 0.18 | 0.07 | 0.07 | 0.03 | 0.18 | 0.13 | 0.20 | 0.06 | 0.09 | 0.04 | 0.24 | 0.16 | 0.39 | 0.17 | 0.14 | 0.28 | 0.31 | 0.41 |
| Ce | 0.15 | 0.06 | 0.18 | 0.06 | 0.06 | 0.03 | 0.18 | 0.19 | 0.24 | 0.07 | 0.11 | 0.04 | 0.28 | 0.17 | 0.41 | 0.18 | 0.25 | 0.36 | 0.28 | 0.50 |
| Pr | 0.19 | 0.06 | 0.24 | 0.09 | 0.08 | 0.04 | 0.34 | 0.17 | 0.25 | 0.07 | 0.11 | 0.05 | 0.38 | 0.19 | 0.53 | 0.21 | 0.38 | 0.57 | 0.54 | 0.61 |
| Nd | 0.21 | 0.06 | 0.25 | 0.09 | 0.08 | 0.04 | 0.41 | 0.17 | 0.25 | 0.07 | 0.11 | 0.05 | 0.39 | 0.18 | 0.53 | 0.21 | 0.44 | 0.65 | 0.57 | 0.62 |
| Pm | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sm | 0.31 | 0.08 | 0.39 | 0.12 | 0.11 | 0.05 | 0.66 | 0.25 | 0.37 | 0.09 | 0.15 | 0.06 | 0.54 | 0.22 | 0.71 | 0.28 | 0.68 | 0.95 | 0.78 | 0.80 |
| Eu | 0.35 | 0.11 | 0.48 | 0.16 | 0.12 | 0.04 | 0.71 | 0.41 | 0.52 | 0.24 | 0.24 | 0.07 | 0.68 | 0.39 | 0.67 | 0.28 | 0.63 | 0.88 | 0.75 | 0.70 |
| Gd | 0.32 | 0.09 | 0.41 | 0.12 | 0.12 | 0.03 | 0.63 | 0.27 | 0.40 | 0.09 | 0.15 | 0.07 | 0.52 | 0.21 | 0.64 | 0.29 | 0.61 | 0.89 | 0.74 | 0.75 |
| Tb | 0.27 | 0.08 | 0.36 | 0.11 | 0.11 | 0.02 | 0.44 | 0.25 | 0.36 | 0.08 | 0.14 | 0.06 | 0.44 | 0.19 | 0.50 | 0.25 | 0.49 | 0.76 | 0.58 | 0.62 |
| Dy | 0.24 | 0.08 | 0.30 | 0.10 | 0.11 | 0.01 | 0.31 | 0.24 | 0.35 | 0.08 | 0.13 | 0.06 | 0.37 | 0.18 | 0.40 | 0.23 | 0.38 | 0.63 | 0.44 | 0.53 |
| Y | 0.30 | 0.11 | 0.33 | 0.13 | 0.16 | 0.00 | 0.38 | 0.33 | 0.47 | 0.11 | 0.17 | 0.09 | 0.41 | 0.23 | 0.40 | 0.26 | 0.34 | 0.64 | 0.43 | 0.59 |
| Ho | 0.21 | 0.08 | 0.26 | 0.09 | 0.11 | 0.01 | 0.24 | 0.24 | 0.33 | 0.08 | 0.12 | 0.06 | 0.32 | 0.17 | 0.32 | 0.20 | 0.28 | 0.50 | 0.33 | 0.44 |
| Er | 0.21 | 0.08 | 0.25 | 0.09 | 0.12 | 0.00 | 0.19 | 0.25 | 0.34 | 0.08 | 0.12 | 0.06 | 0.28 | 0.17 | 0.28 | 0.19 | 0.22 | 0.41 | 0.25 | 0.39 |
| Tm | 0.20 | 0.08 | 0.23 | 0.08 | 0.12 | 0.00 | 0.15 | 0.25 | 0.35 | 0.08 | 0.12 | 0.05 | 0.25 | 0.18 | 0.24 | 0.17 | 0.17 | 0.33 | 0.18 | 0.33 |
| Yb | 0.19 | 0.07 | 0.20 | 0.08 | 0.11 | 0.00 | 0.11 | 0.24 | 0.34 | 0.08 | 0.11 | 0.05 | 0.21 | 0.17 | 0.22 | 0.15 | 0.13 | 0.26 | 0.13 | 0.27 |
| Lu | 0.19 | 0.08 | 0.20 | 0.07 | 0.11 | 0.00 | 0.11 | 0.23 | 0.35 | 0.08 | 0.11 | 0.05 | 0.20 | 0.18 | 0.21 | 0.15 | 0.11 | 0.23 | 0.11 | 0.25 |
| Y/Ho [g/g] | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (Ce/Ce*) A | 0.85 | 0.92 | 0.79 | 0.71 | 0.77 | 0.85 | 0.68 | 1.19 | 0.97 | 1.04 | 0.94 | 0.82 | 0.74 | 0.83 | 0.78 | 0.83 | 0.79 | 0.74 | 0.54 | 0.84 |
| (Ce/Ce*) B | 0.90 | 1.00 | 0.86 | 0.77 | 0.83 | 0.96 | 0.70 | 1.30 | 1.05 | 1.14 | 1.03 | 0.89 | 0.89 | 0.99 | 0.90 | 0.94 | 0.95 | 0.86 | 0.66 | 0.98 |
| (Pr/Pr*) | 1.08 | 1.04 | 1.11 | 1.17 | 1.13 | 1.08 | 1.14 | 0.92 | 1.01 | 0.98 | 1.03 | 1.10 | 1.15 | 1.10 | 1.12 | 1.10 | 1.09 | 1.13 | 1.28 | 1.09 |
| Sm/Yb | 1.66 | 1.13 | 1.95 | 1.62 | 1.02 | 27.99 | 5.80 | 1.04 | 1.09 | 1.14 | 1.37 | 1.26 | 2.62 | 1.27 | 3.26 | 1.83 | 5.22 | 3.64 | 6.08 | 2.95 |
| Eu/Sm | 1.14 | 1.29 | 1.22 | 1.32 | 1.10 | 0.87 | 1.07 | 1.65 | 1.39 | 2.69 | 1.59 | 1.13 | 1.26 | 1.77 | 0.94 | 1.00 | 0.93 | 0.92 | 0.97 | 0.88 |
| Eu/Eu* | 1.20 | 1.31 | 1.26 | 1.36 | 1.10 | 1.12 | 1.20 | 1.64 | 1.40 | 2.75 | 1.64 | 1.15 | 1.35 | 1.85 | 1.04 | 1.02 | 1.02 | 0.99 | 1.06 | 0.95 |
| Gd/Gd* | 1.06 | 1.05 | 1.02 | 1.02 | 1.08 | 1.15 | 1.11 | 1.06 | 1.06 | 1.07 | 1.04 | 1.10 | 1.04 | 1.06 | 1.04 | 1.03 | 1.01 | 1.00 | 1.04 | 1.05 |
| C1 chondrit | 17ED 4 | 17ED 13 | 17ED 14 | 17ED 15 | 17ED 16 | 17ED 18 | 17ED 22 | 17ED 25 | 17ED 28 | 17ED 32 | 17ED 35 | 17ED 37 | 17ED 40 | 17ED 42 | 17ED 44 | 17ED 45 | 17ED 47 | 17ED 48 | 17ED 52 | 17ED 67 |

| e normaliz ed | | | | | | | | avg. | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| La | 23.21 | 8.40 | 29.48 | 11.81 | 10.63 | 4.95 | 29.85 | 20.75 | 32.37 | 9.08 | 15.34 | 5.88 | 39.77 | 25.34 | 63.73 | 27.10 | 23.11 | 44.90 | 49.60 | 66.37 | |
| Ce | 19.87 | 7.57 | 23.73 | 8.09 | 7.86 | 4.30 | 24.12 | 25.34 | 31.11 | 9.24 | 14.19 | 4.77 | 36.87 | 22.87 | 54.59 | 23.24 | 32.57 | 47.96 | 36.63 | 65.86 | |
| Pr | 18.98 | 6.26 | 23.58 | 8.58 | 7.79 | 3.69 | 33.79 | 16.56 | 24.58 | 6.62 | 11.34 | 4.48 | 38.10 | 19.21 | 52.65 | 20.81 | 37.25 | 56.76 | 53.65 | 60.47 | |
| Nd | 15.39 | 4.79 | 18.53 | 6.53 | 5.96 | 2.70 | 31.00 | 12.96 | 19.01 | 4.94 | 8.52 | 3.46 | 29.30 | 13.48 | 40.09 | 15.48 | 32.99 | 48.78 | 42.49 | 46.63 | |
| Pm | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sm | 11.64 | 3.17 | 14.86 | 4.66 | 4.27 | 1.85 | 25.08 | 9.34 | 14.10 | 3.35 | 5.75 | 2.39 | 20.35 | 8.22 | 26.64 | 10.49 | 25.56 | 35.97 | 29.28 | 30.15 | |
| Eu | 6.80 | 2.09 | 9.25 | 3.14 | 2.40 | 0.83 | 13.66 | 7.85 | 10.01 | 4.60 | 4.67 | 1.38 | 13.12 | 7.44 | 12.85 | 5.34 | 12.17 | 16.93 | 14.54 | 13.58 | |
| Gd | 7.50 | 2.13 | 9.81 | 2.95 | 2.94 | 0.63 | 15.00 | 6.35 | 9.37 | 2.16 | 3.61 | 1.63 | 12.33 | 5.05 | 15.06 | 6.86 | 14.53 | 21.04 | 17.46 | 17.76 | |
| Tb | 5.73 | 1.76 | 7.64 | 2.39 | 2.46 | 0.35 | 9.49 | 5.34 | 7.80 | 1.77 | 2.98 | 1.31 | 9.39 | 4.10 | 10.85 | 5.48 | 10.62 | 16.28 | 12.41 | 13.36 | |
| Dy | 4.54 | 1.50 | 5.84 | 1.93 | 2.20 | 0.19 | 6.01 | 4.70 | 6.80 | 1.52 | 2.51 | 1.13 | 7.13 | 3.47 | 7.67 | 4.39 | 7.36 | 12.11 | 8.52 | 10.21 | |
| Y | 5.23 | 1.94 | 5.71 | 2.22 | 2.84 | 0.07 | 6.65 | 5.72 | 8.15 | 1.90 | 2.95 | 1.48 | 7.05 | 4.07 | 6.89 | 4.56 | 5.93 | 11.16 | 7.49 | 10.13 | |
| Ho | 3.73 | 1.37 | 4.67 | 1.64 | 1.95 | 0.09 | 4.23 | 4.24 | 5.87 | 1.34 | 2.16 | 1.00 | 5.58 | 3.00 | 5.59 | 3.55 | 5.01 | 8.86 | 5.78 | 7.85 | |
| Er | 3.78 | 1.45 | 4.45 | 1.56 | 2.08 | 0.07 | 3.45 | 4.49 | 6.10 | 1.37 | 2.20 | 1.03 | 5.02 | 3.12 | 4.95 | 3.34 | 3.95 | 7.40 | 4.44 | 7.00 | |
| Tm | 3.39 | 1.35 | 3.84 | 1.41 | 1.97 | 0.04 | 2.50 | 4.27 | 5.91 | 1.34 | 2.01 | 0.92 | 4.16 | 2.98 | 4.11 | 2.88 | 2.79 | 5.57 | 2.98 | 5.54 | |
| Yb | 3.21 | 1.28 | 3.49 | 1.32 | 1.91 | 0.03 | 1.98 | 4.10 | 5.91 | 1.34 | 1.92 | 0.87 | 3.56 | 2.96 | 3.75 | 2.63 | 2.24 | 4.53 | 2.21 | 4.68 | |
| Lu | 3.36 | 1.38 | 3.53 | 1.35 | 2.06 | 0.02 | 1.98 | 4.23 | 6.26 | 1.42 | 2.01 | 0.92 | 3.53 | 3.19 | 3.70 | 2.65 | 2.05 | 4.16 | 1.95 | 4.52 | |
| La/La* | 1.04 | 0.82 | 0.98 | 0.95 | 1.02 | 2.89 | 1.43 | 0.55 | 0.74 | 0.38 | 0.69 | 0.99 | 1.05 | 0.68 | 1.50 | 1.17 | 1.46 | 1.44 | 1.62 | 1.47 | |
| (Ce/Ce*) A | 0.88 | 0.98 | 0.83 | 0.76 | 0.82 | 0.92 | 0.66 | 1.26 | 1.03 | 1.11 | 1.00 | 0.87 | 0.79 | 0.92 | 0.84 | 0.89 | 0.78 | 0.74 | 0.57 | 0.89 | |
| (Ce/Ce*) B | 0.94 | 1.03 | 0.89 | 0.79 | 0.85 | 1.00 | 0.76 | 1.36 | 1.09 | 1.18 | 1.06 | 0.92 | 0.95 | 1.03 | 0.94 | 0.97 | 1.08 | 0.94 | 0.71 | 1.04 | |
| (Pr/Pr*) | 1.08 | 1.01 | 1.12 | 1.17 | 1.13 | 1.05 | 1.23 | 0.87 | 0.98 | 0.93 | 1.00 | 1.09 | 1.15 | 1.06 | 1.11 | 1.07 | 1.14 | 1.17 | 1.36 | 1.08 | |
| Sm/Yb | 3.62 | 2.47 | 4.25 | 3.53 | 2.23 | 61.09 | 12.66 | 2.28 | 2.38 | 2.49 | 3.00 | 2.74 | 5.71 | 2.78 | 7.11 | 3.99 | 11.39 | 7.94 | 13.26 | 6.45 | |
| Eu/Sm | 0.58 | 0.66 | 0.62 | 0.67 | 0.56 | 0.44 | 0.54 | 0.84 | 0.71 | 1.37 | 0.81 | 0.58 | 0.64 | 0.91 | 0.48 | 0.51 | 0.48 | 0.47 | 0.50 | 0.45 | |
| Eu/Eu* | 0.70 | 0.78 | 0.74 | 0.80 | 0.65 | 0.61 | 0.69 | 0.98 | 0.83 | 1.63 | 0.97 | 0.68 | 0.79 | 1.09 | 0.60 | 0.61 | 0.59 | 0.58 | 0.61 | 0.55 | |
| Gd/Gd* | 1.08 | 1.06 | 1.04 | 1.04 | 1.08 | 1.21 | 1.16 | 1.06 | 1.06 | 1.07 | 1.05 | 1.10 | 1.06 | 1.07 | 1.07 | 1.04 | 1.05 | 1.03 | 1.07 | 1.08 | |
| Y/Ho | 1.40 | 1.41 | 1.22 | 1.36 | 1.46 | 0.78 | 1.57 | 1.35 | 1.39 | 1.42 | 1.36 | 1.47 | 1.26 | 1.36 | 1.23 | 1.29 | 1.18 | 1.26 | 1.29 | 1.29 | |

Tabla 6.3. Análisis de REYs en la sección de Yavi.

| REYs | Y1-4 | Y1-5 | Y1-6 | Y1-7 | Y1-8 | Y1-9 | Y1-10 avg. | Y1-11 | Y1-12 | Y1-13 | Y3-4 | Y3-5 | Y3-7 | Y3-8 | Y3-9 | Y3-14 | Y3-16 | Y3-17 |
|-------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|-------------|------------|
| Sr | 0.40 | 0.44 | 0.74 | 0.89 | 0.82 | 0.28 | 0.75 | 0.70 | 0.25 | 0.20 | 1.12 | 0.49 | 0.77 | 5.04 | 7.31 | 0.37 | 0.29 | 1.90 |
| Y | 1229.7 8 | 1628.5 2 | 1382.6 9 | 1240.2 8 | 1313.4 2 | 1436.6 8 | 1566.04 | 1189.2 3 | 1454.7 3 | 1501.4 2 | 1076.2 9 | 1315.5 2 | 1478.5 6 | 310.3 7 | 261.7 0 | 1548.1 2 | 512.41 | 118.8 3 |
| Zr | 6.95 | 7.59 | 8.59 | 9.75 | 9.35 | 8.77 | 7.24 | 3.78 | 3.15 | 4.86 | 11.05 | 7.99 | 3.27 | 9.20 | 14.92 | 3.18 | 14.52 | 11.44 |
| Cs | 0.33 | 0.58 | 0.48 | 0.40 | 0.58 | 0.45 | 0.32 | 0.51 | 0.26 | 0.32 | 0.58 | 0.38 | 0.53 | 1.25 | 2.59 | 0.54 | 0.92 | 0.91 |
| Ba | 0.14 | 0.16 | 0.54 | 0.48 | 0.50 | 0.09 | 0.33 | 0.33 | 0.07 | 0.06 | 0.47 | 0.16 | 0.19 | 6.09 | 2.77 | 0.14 | 0.10 | 0.69 |
| La | 400.76 | 1053.2 7 | 428.15 | 981.28 | 748.35 | 547.31 | 293.09 | 1139.3 9 | 334.72 | 647.47 | 860.32 | 806.83 | 695.97 | 77.08 | 97.79 | 1537.4 2 | 1228.6 7 | 106.1 0 |
| Ce | 2.86 | 2.37 | 3.08 | 3.89 | 4.07 | 2.84 | 2.73 | 2.22 | 1.18 | 2.08 | 6.57 | 2.95 | 2.07 | 11.12 | 18.64 | 2.11 | 6.45 | 4.70 |
| Pr | 6.89 | 5.30 | 8.05 | 9.46 | 9.55 | 6.57 | 6.80 | 5.59 | 2.82 | 5.68 | 18.27 | 9.33 | 4.56 | 27.52 | 41.93 | 4.74 | 11.51 | 12.92 |
| Nd | 0.93 | 0.80 | 1.00 | 1.24 | 1.23 | 0.77 | 0.93 | 0.66 | 0.33 | 0.64 | 2.11 | 0.91 | 0.57 | 4.13 | 6.12 | 0.60 | 1.87 | 3.10 |
| Sm | 3.67 | 3.18 | 4.02 | 4.98 | 4.88 | 3.19 | 3.75 | 2.55 | 1.30 | 2.55 | 8.36 | 3.71 | 2.16 | 16.11 | 22.82 | 2.25 | 7.41 | 16.96 |
| Eu | 0.88 | 0.76 | 0.98 | 1.19 | 1.15 | 0.81 | 0.92 | 0.59 | 0.31 | 0.62 | 2.02 | 0.93 | 0.48 | 3.48 | 4.67 | 0.51 | 1.82 | 5.36 |
| Gd | 0.23 | 0.26 | 0.24 | 0.33 | 0.30 | 0.22 | 0.22 | 0.23 | 0.10 | 0.19 | 0.49 | 0.27 | 0.15 | 0.61 | 0.83 | 0.25 | 0.50 | 0.99 |
| Tb | 0.84 | 0.77 | 0.94 | 1.15 | 1.10 | 0.84 | 0.89 | 0.55 | 0.33 | 0.59 | 1.88 | 0.94 | 0.42 | 2.55 | 3.59 | 0.50 | 1.67 | 3.96 |
| Dy | 0.13 | 0.12 | 0.15 | 0.18 | 0.17 | 0.14 | 0.14 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.28 | 0.15 | 0.06 | 0.34 | 0.49 | 0.08 | 0.27 | 0.51 |
| Ho | 0.83 | 0.80 | 0.95 | 1.15 | 1.08 | 0.90 | 0.87 | 0.47 | 0.33 | 0.53 | 1.58 | 0.96 | 0.37 | 1.60 | 2.44 | 0.42 | 1.68 | 2.29 |
| Er | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.25 | 0.23 | 0.20 | 0.19 | 0.10 | 0.07 | 0.11 | 0.31 | 0.20 | 0.08 | 0.27 | 0.43 | 0.08 | 0.37 | 0.35 |
| Tm | 0.55 | 0.58 | 0.68 | 0.78 | 0.74 | 0.68 | 0.58 | 0.29 | 0.23 | 0.34 | 0.86 | 0.62 | 0.24 | 0.65 | 1.08 | 0.22 | 1.21 | 0.76 |
| Yb | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.12 | 0.09 | 0.03 | 0.08 | 0.13 | 0.03 | 0.19 | 0.08 |
| Lu | 0.57 | 0.61 | 0.71 | 0.83 | 0.77 | 0.72 | 0.60 | 0.28 | 0.24 | 0.33 | 0.78 | 0.64 | 0.25 | 0.48 | 0.76 | 0.20 | 1.36 | 0.43 |
| Hf | 0.09 | 0.10 | 0.12 | 0.14 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.12 | 0.10 | 0.04 | 0.07 | 0.11 | 0.03 | 0.22 | 0.06 |
| Pb | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.06 | 0.09 | 0.01 | 0.03 | 0.05 |
| Th | 7.45 | 5.11 | 5.42 | 5.62 | 4.74 | 5.08 | 1.82 | 4.07 | 3.49 | 7.38 | 8.58 | 16.00 | 6.55 | 5.15 | 5.73 | 1.56 | 5.88 | 2.64 |
| U | 0.56 | 0.33 | 0.90 | 0.60 | 0.85 | 0.53 | 0.52 | 0.46 | 0.20 | 0.41 | 1.78 | 0.83 | 0.32 | 2.48 | 2.92 | 0.19 | 1.85 | 3.02 |
| Y/Ho [g/g] | 2.06 | 3.09 | 2.74 | 2.74 | 2.89 | 2.41 | 1.96 | 2.94 | 2.18 | 5.47 | 2.68 | 3.62 | 2.76 | 1.74 | 5.84 | 5.10 | 1.20 | 0.31 |
| Zr/Hf | 38.70 | 42.10 | 40.70 | 39.60 | 40.30 | 42.80 | 39.00 | 38.90 | 43.90 | 43.50 | 36.10 | 39.40 | 42.40 | 34.50 | 35.10 | 38.80 | 39.00 | 32.80 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| Th/U | 31.63 | 32.37 | 32.84 | 25.74 | 30.37 | 30.19 | 29.17 | 31.91 | 28.44 | 32.48 | 25.05 | 29.83 | 34.13 | 21.22 | 28.60 | 42.75 | 28.32 | 18.11 |
| Eu/Sm | 0.27 | 0.11 | 0.33 | 0.22 | 0.29 | 0.22 | 0.27 | 0.16 | 0.09 | 0.07 | 0.66 | 0.23 | 0.12 | 1.42 | 0.50 | 0.04 | 1.53 | 9.75 |
| Sm/Yb | 0.26 | 0.34 | 0.25 | 0.28 | 0.26 | 0.27 | 0.23 | 0.39 | 0.31 | 0.31 | 0.24 | 0.29 | 0.30 | 0.18 | 0.18 | 0.50 | 3.37 | 0.19 |
| SREY | 1.55 | 1.25 | 1.39 | 1.44 | 1.50 | 1.12 | 1.54 | 2.10 | 1.30 | 1.90 | 2.60 | 1.45 | 1.95 | 7.31 | 6.14 | 2.51 | 0.37 | 12.37 |
| | 25.67 | 23.50 | 29.83 | 35.43 | 34.87 | 26.87 | 26.04 | 17.49 | 10.51 | 18.71 | 54.80 | 29.82 | 14.74 | 78.19 | 118.95 | 15.22 | 51.05 | 63.92 |
| PAAS normalized | Y1-4 | Y1-5 | Y1-6 | Y1-7 | Y1-8 | Y1-9 | Y1-10 avg. | Y1-11 | Y1-12 | Y1-13 | Y3-4 | Y3-5 | Y3-7 | Y3-8 | Y3-9 | Y3-14 | Y3-16 | Y3-17 |
| La | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.10 | 0.11 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.17 | 0.08 | 0.05 | 0.29 | 0.49 | 0.06 | 0.17 | 0.12 |
| Ce | 0.09 | 0.07 | 0.10 | 0.12 | 0.12 | 0.08 | 0.09 | 0.07 | 0.04 | 0.07 | 0.23 | 0.12 | 0.06 | 0.35 | 0.53 | 0.06 | 0.14 | 0.16 |
| Pr | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.14 | 0.14 | 0.09 | 0.11 | 0.07 | 0.04 | 0.07 | 0.24 | 0.10 | 0.06 | 0.47 | 0.69 | 0.07 | 0.21 | 0.35 |
| Nd | 0.11 | 0.09 | 0.12 | 0.15 | 0.14 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.04 | 0.08 | 0.25 | 0.11 | 0.06 | 0.48 | 0.67 | 0.07 | 0.22 | 0.50 |
| Pm | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sm | 0.16 | 0.14 | 0.18 | 0.22 | 0.21 | 0.15 | 0.17 | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.36 | 0.17 | 0.09 | 0.63 | 0.84 | 0.09 | 0.33 | 0.97 |
| Eu | 0.21 | 0.24 | 0.23 | 0.31 | 0.28 | 0.20 | 0.20 | 0.21 | 0.09 | 0.18 | 0.45 | 0.25 | 0.13 | 0.57 | 0.77 | 0.23 | 0.46 | 0.92 |
| Gd | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.25 | 0.24 | 0.18 | 0.19 | 0.12 | 0.07 | 0.13 | 0.40 | 0.20 | 0.09 | 0.55 | 0.77 | 0.11 | 0.36 | 0.85 |
| Tb | 0.17 | 0.16 | 0.20 | 0.24 | 0.22 | 0.18 | 0.18 | 0.11 | 0.07 | 0.11 | 0.37 | 0.20 | 0.08 | 0.44 | 0.63 | 0.10 | 0.35 | 0.66 |
| Dy | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.25 | 0.23 | 0.19 | 0.19 | 0.10 | 0.07 | 0.11 | 0.34 | 0.20 | 0.08 | 0.34 | 0.52 | 0.09 | 0.36 | 0.49 |
| Y | 0.26 | 0.28 | 0.32 | 0.36 | 0.35 | 0.32 | 0.27 | 0.14 | 0.12 | 0.18 | 0.41 | 0.30 | 0.12 | 0.34 | 0.55 | 0.12 | 0.54 | 0.42 |
| Ho | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.25 | 0.23 | 0.21 | 0.19 | 0.10 | 0.07 | 0.11 | 0.31 | 0.20 | 0.08 | 0.27 | 0.43 | 0.08 | 0.38 | 0.35 |
| Er | 0.19 | 0.20 | 0.24 | 0.27 | 0.26 | 0.24 | 0.20 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.30 | 0.22 | 0.08 | 0.23 | 0.38 | 0.08 | 0.42 | 0.27 |
| Tm | 0.21 | 0.21 | 0.25 | 0.29 | 0.27 | 0.26 | 0.21 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.30 | 0.23 | 0.09 | 0.19 | 0.32 | 0.08 | 0.47 | 0.20 |
| Yb | 0.20 | 0.22 | 0.25 | 0.29 | 0.27 | 0.26 | 0.21 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.28 | 0.23 | 0.09 | 0.17 | 0.27 | 0.07 | 0.48 | 0.15 |
| Lu | 0.21 | 0.23 | 0.27 | 0.31 | 0.29 | 0.28 | 0.23 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.28 | 0.24 | 0.09 | 0.15 | 0.25 | 0.07 | 0.51 | 0.13 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| Y/Ho [g/g] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (Ce/Ce*)A | 0.85 | 0.77 | 0.95 | 0.88 | 0.88 | 1.02 | 0.85 | 0.94 | 0.99 | 1.01 | 0.99 | 1.20 | 0.88 | 0.75 | 0.74 | 0.87 | 0.71 | 0.80 |
| (Ce/Ce*)B | 0.96 | 0.88 | 1.05 | 0.98 | 0.97 | 1.02 | 0.96 | 1.06 | 1.04 | 1.12 | 1.12 | 1.30 | 0.97 | 0.91 | 0.89 | 0.97 | 0.76 | 0.68 |
| (Pr/Pr*) | 1.08 | 1.12 | 1.03 | 1.06 | 1.06 | 0.99 | 1.08 | 1.03 | 1.01 | 0.99 | 1.01 | 0.91 | 1.06 | 1.14 | 1.16 | 1.07 | 1.16 | 1.06 |
| Sm/Yb | 0.79 | 0.63 | 0.70 | 0.73 | 0.76 | 0.57 | 0.78 | 1.06 | 0.66 | 0.96 | 1.32 | 0.74 | 0.99 | 3.72 | 3.12 | 1.28 | 0.68 | 6.28 |
| Eu/Sm | 1.32 | 1.77 | 1.27 | 1.43 | 1.34 | 1.37 | 1.21 | 2.01 | 1.60 | 1.57 | 1.24 | 1.49 | 1.56 | 0.91 | 0.91 | 2.56 | 1.40 | 0.95 |
| Eu/Eu* | 1.28 | 1.68 | 1.23 | 1.38 | 1.31 | 1.28 | 1.17 | 2.01 | 1.52 | 1.56 | 1.23 | 1.41 | 1.58 | 1.01 | 0.99 | 2.51 | 1.37 | 1.06 |
| Gd/Gd* | 1.06 | 1.10 | 1.06 | 1.09 | 1.09 | 1.12 | 1.07 | 1.06 | 1.16 | 1.10 | 1.02 | 1.06 | 1.04 | 1.03 | 1.05 | 1.02 | 1.04 | 1.03 |
| C1 Chondrite normalize d | Y1-4 | Y1-5 | Y1-6 | Y1-7 | Y1-8 | Y1-9 | Y1-10 avg. | Y1-11 | Y1-12 | Y1-13 | Y3-4 | Y3-5 | Y3-7 | Y3-8 | Y3-9 | Y3-14 | Y3-16 | Y3-17 |
| La | 12.16 | 10.07 | 13.10 | 16.54 | 17.34 | 12.10 | 11.63 | 9.46 | 5.01 | 8.84 | 27.97 | 12.57 | 8.80 | 47.31 | 79.31 | 8.99 | 27.46 | 20.01 |
| Ce | 11.43 | 8.78 | 13.34 | 15.69 | 15.84 | 10.89 | 11.28 | 9.27 | 4.67 | 9.42 | 30.30 | 15.48 | 7.56 | 45.64 | 69.54 | 7.86 | 19.10 | 21.42 |
| Pr | 10.42 | 8.94 | 11.20 | 13.95 | 13.87 | 8.70 | 10.50 | 7.43 | 3.69 | 7.23 | 23.74 | 10.28 | 6.39 | 46.41 | 68.79 | 6.70 | 20.96 | 34.86 |
| Nd | 8.11 | 7.03 | 8.90 | 11.02 | 10.79 | 7.05 | 8.30 | 5.65 | 2.89 | 5.64 | 18.50 | 8.21 | 4.78 | 35.65 | 50.48 | 4.99 | 16.40 | 37.53 |
| Pm | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sm | 5.96 | 5.19 | 6.69 | 8.12 | 7.81 | 5.50 | 6.23 | 4.01 | 2.13 | 4.22 | 13.73 | 6.31 | 3.25 | 23.64 | 31.79 | 3.47 | 12.37 | 36.46 |
| Eu | 4.03 | 4.69 | 4.34 | 5.93 | 5.36 | 3.85 | 3.84 | 4.11 | 1.74 | 3.39 | 8.68 | 4.81 | 2.60 | 10.97 | 14.79 | 4.53 | 8.86 | 17.71 |
| Gd | 4.28 | 3.92 | 4.77 | 5.82 | 5.58 | 4.24 | 4.49 | 2.80 | 1.67 | 3.01 | 9.55 | 4.78 | 2.14 | 12.96 | 18.24 | 2.54 | 8.50 | 20.10 |
| Tb | 3.74 | 3.45 | 4.24 | 5.08 | 4.81 | 3.78 | 3.91 | 2.29 | 1.40 | 2.47 | 7.87 | 4.25 | 1.78 | 9.38 | 13.51 | 2.09 | 7.56 | 14.10 |
| Dy | 3.42 | 3.28 | 3.93 | 4.73 | 4.46 | 3.69 | 3.57 | 1.94 | 1.34 | 2.20 | 6.50 | 3.94 | 1.52 | 6.60 | 10.05 | 1.72 | 6.90 | 9.43 |
| Y | 4.45 | 4.86 | 5.51 | 6.25 | 6.00 | 5.62 | 4.64 | 2.43 | 2.02 | 3.11 | 7.08 | 5.12 | 2.10 | 5.89 | 9.57 | 2.04 | 9.31 | 7.33 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Ho | 3.21 | 3.21 | 3.77 | 4.40 | 4.14 | 3.66 | 3.32 | 1.74 | 1.28 | 2.00 | 5.46 | 3.62 | 1.38 | 4.76 | 7.59 | 1.47 | 6.65 | 6.22 |
| Er | 3.48 | 3.65 | 4.27 | 4.90 | 4.65 | 4.27 | 3.64 | 1.81 | 1.44 | 2.13 | 5.40 | 3.91 | 1.49 | 4.07 | 6.77 | 1.41 | 7.59 | 4.80 |
| Tm | 3.47 | 3.58 | 4.26 | 4.93 | 4.63 | 4.33 | 3.62 | 1.72 | 1.44 | 2.03 | 5.05 | 3.85 | 1.45 | 3.24 | 5.43 | 1.29 | 7.90 | 3.40 |
| Yb | 3.47 | 3.75 | 4.35 | 5.08 | 4.71 | 4.44 | 3.66 | 1.73 | 1.48 | 2.01 | 4.76 | 3.92 | 1.51 | 2.92 | 4.67 | 1.25 | 8.33 | 2.66 |
| Lu | 3.82 | 4.18 | 4.88 | 5.67 | 5.20 | 5.06 | 4.06 | 1.89 | 1.69 | 2.21 | 5.02 | 4.29 | 1.67 | 2.80 | 4.53 | 1.34 | 9.21 | 2.43 |
| La/La* | 0.76 | 0.57 | 0.75 | 0.70 | 0.75 | 0.64 | 0.84 | 0.51 | 0.57 | 0.62 | 0.81 | 0.55 | 0.70 | 1.62 | 1.56 | 0.40 | 0.79 | 1.47 |
| (Ce/Ce*)A | 0.90 | 0.81 | 0.99 | 0.93 | 0.93 | 1.05 | 0.89 | 1.01 | 1.04 | 1.07 | 1.05 | 1.25 | 0.95 | 0.80 | 0.80 | 0.94 | 0.75 | 0.67 |
| (Ce/Ce*)B | 1.01 | 0.92 | 1.10 | 1.03 | 1.01 | 1.05 | 1.02 | 1.10 | 1.07 | 1.17 | 1.17 | 1.35 | 1.00 | 0.97 | 0.94 | 1.00 | 0.79 | 0.78 |
| (Pr/Pr*) | 1.07 | 1.13 | 1.01 | 1.04 | 1.04 | 0.97 | 1.07 | 1.00 | 0.98 | 0.96 | 0.97 | 0.87 | 1.04 | 1.14 | 1.15 | 1.04 | 1.18 | 1.18 |
| Sm/Yb | 1.71 | 1.38 | 1.54 | 1.60 | 1.66 | 1.24 | 1.70 | 2.32 | 1.44 | 2.10 | 2.88 | 1.61 | 2.16 | 8.11 | 6.81 | 2.78 | 1.48 | 13.71 |
| Eu/Sm | 0.68 | 0.91 | 0.65 | 0.73 | 0.69 | 0.70 | 0.62 | 1.03 | 0.82 | 0.80 | 0.63 | 0.76 | 0.80 | 0.46 | 0.47 | 1.31 | 0.72 | 0.49 |
| Eu/Eu* | 0.77 | 1.02 | 0.74 | 0.83 | 0.79 | 0.78 | 0.70 | 1.20 | 0.92 | 0.93 | 0.74 | 0.85 | 0.94 | 0.58 | 0.58 | 1.51 | 0.82 | 0.61 |
| Gd/Gd* | 1.05 | 1.09 | 1.05 | 1.07 | 1.08 | 1.09 | 1.06 | 1.06 | 1.14 | 1.10 | 1.03 | 1.05 | 1.05 | 1.07 | 1.08 | 1.03 | 1.03 | 1.07 |

6.4.1. Análisis de patrones de REYs de la Formación Yacoraite

El principal desafío a la hora de utilizar elementos trazas, y particularmente dentro de estos a las REYs, en sedimentos carbonáticos es determinar si la señal preservada es primaria y si, verdaderamente, refleja las condiciones del ambiente depositacional en el cual se formaron (ambiente hidrogenético y/o diagenético temprano). Para esto, es necesario evaluar la potencial influencia de material terrígeno detrítico o autógeno (silicatos, óxidos, sulfuros, fosfatos, etc.) y de procesos diagenéticos (tempranos y/o tardíos) que podrían haber modificado cualquier señal primaria. De éstos, la influencia de material terrígeno es particularmente relevante pues, los silicatos, por ejemplo, tienen un contenido significativamente más elevado de REYs que los carbonatos sedimentarios y, por lo tanto, un contenido relativamente bajo de material terrígeno potencialmente puede modificar la señal preservada en los carbonatos (Van Kranedrok et al., 2003; Nothdurft et al., 2004; Zhao et al., 2022). Por ejemplo, en la Figura 6.3 (tomada de Zhao et al., 2022 y referencias allí citadas) puede observarse en un simple modelo de mezcla con un 5-10% de pelitas, usando como referencia la composición de las PAAS (Post Archaen Australian Shale, McLennan, 1989), puede influenciar la señal de REYs (y sus anomalías) preservada en estromatolitos marinos que son buenos para registrar la señal de REYs del ambiente en que se forman (Webb y Kamber, 2000). Si bien alteraciones diagenéticas son, además, posibles y deben ser consideradas. Generalmente, las REYs suelen ser preservadas en rocas carbonáticas, pues los fluidos diagenéticos suelen tener concentraciones muy bajas de REYs, por lo cual hacen falta interacciones fluido-roca muy elevadas para modificar completamente una señal primaria (Banner and Hansen, 1990).

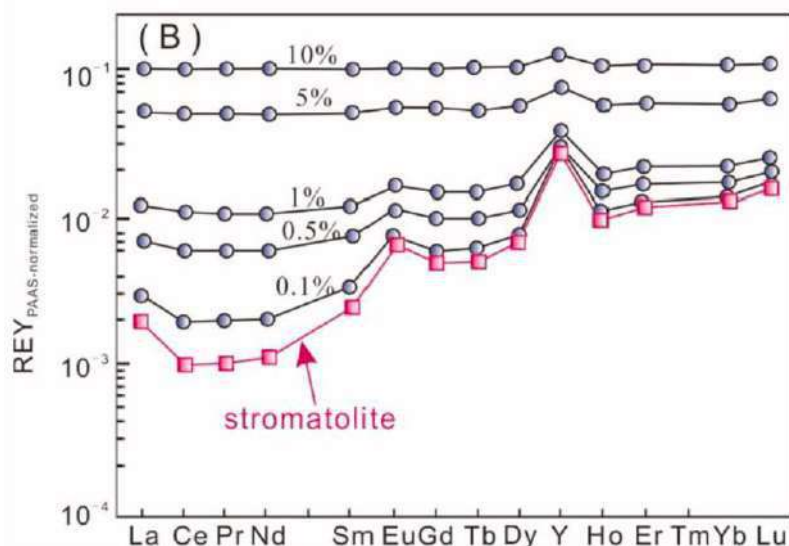


Figura 6.3. Modelo de mezcla que muestra el efecto del aporte terrígeno a la señal de REY en muestras de estromatolitos carbonáticos donde entre un 5-10% de la señal terrígena puede potencialmente modificar las anomalías típicamente observadas en el ambiente marino (tomado de Zhao et al., 2022; ver además Van Kranendonk et al., 2003 y Northurft et al., 2004).

Una primera aproximación para evaluar la señal geoquímica preservada puede hacerse observando el contenido total de Tierras Raras + Itrio (Σ REY) en los carbonatos. Dado que el material terrígeno, por ejemplo, pelitas, presentan concentraciones de Σ REY que generalmente superan las varias centenas de partes por millón (ppm), que es significativamente mayor a lo esperado en carbonatos sedimentarios (Wu et al., 2019), una concentración muy elevada de REYs en carbonatos puede considerarse sospechosa de haber sido influenciada por el aporte detrítico. El protocolo de usar un ácido débil en la disolución de los carbonatos para su análisis (véase en metodología, apartado 3.9) es, justamente, para evitar o minimizar el aporte de tierras raras de la disolución, lavado o lixiviado del material terrígeno presente dentro de los carbonatos (silicatos, fosfatos, óxidos de Fe y Mn, etc.).

Cuando observamos el conjunto de muestras analizadas (Fig. 6.4) se observa que las muestras tienen, en general, un contenido de Σ REY, menor a las 100 ppm (Fig. 6.4, ver línea de puntos como referencia, media = 42.9, SD = 29.6). Este umbral es sólo ligeramente superado por algunas muestras, pero siempre menor a 125 ppm (considerando las secciones individuales, Espinazo del Diablo, Σ REY media = 47.8, SD = 31.5; Yavi 1, media = 24.8, SD = 7.76; Yavi 3, media = 53.3, SD = 34.9). Esto sugiere que potencialmente no hay una contaminación significativa en las muestras de la Formación Yacoraite, algo que puede luego demostrarse analizando ciertos elementos traza (ver más adelante). De los 3 sitios analizados, la sección de Yavi 1 (Fig. 6.5) es la que muestra el menor contenido del valor de Σ REY. Esto es, además, consistente con el hecho de que las muestras de Yavi 1 muestran un patrón o arreglo internamente más consistente o uniforme entre las muestras analizadas dentro del grupo de datos, tal como se observa en el diagrama de REY normalizadas según la PAAS (*Post Archaen Australian Shale*, (McLennan, 1989) (Fig. 6.6). Esto sugiere que, en estas muestras, la influencia del material detrítico, en teoría, sería menor respecto a las demás muestras. Es importante destacar que, si hubiese contaminación significativa por aporte terrígeno, lo esperable sería que las anomalías que hubiere sean progresivamente atenuadas y la composición de REY adquiriera o se aproxime a un patrón "plano", asemejándose a la composición típica de material detrítico (similar al patrón PAAS, utilizado para normalizar las muestras). Esto, al menos en principio, no parece ser el caso (comparar Fig. 6.3 y 6.6). A continuación, se describirá el arreglo general de REY normalizado a las PAAS (Fig. 6.6) y se hará referencia en mayor detalle a las anomalías típicamente calculadas (ej. La/La*, Ce/Ce*, Pr/Pr*, Eu/Eu*, Y/Y*, etc.) en las secciones siguientes.

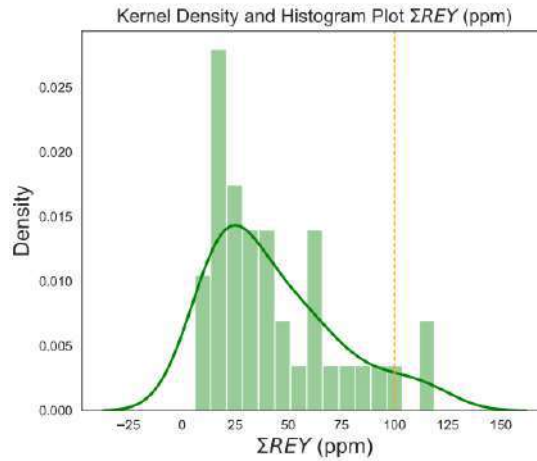


Figura 6.4. Sumatoria de REY en el *dataset* completo de la Formación Yacoraite.

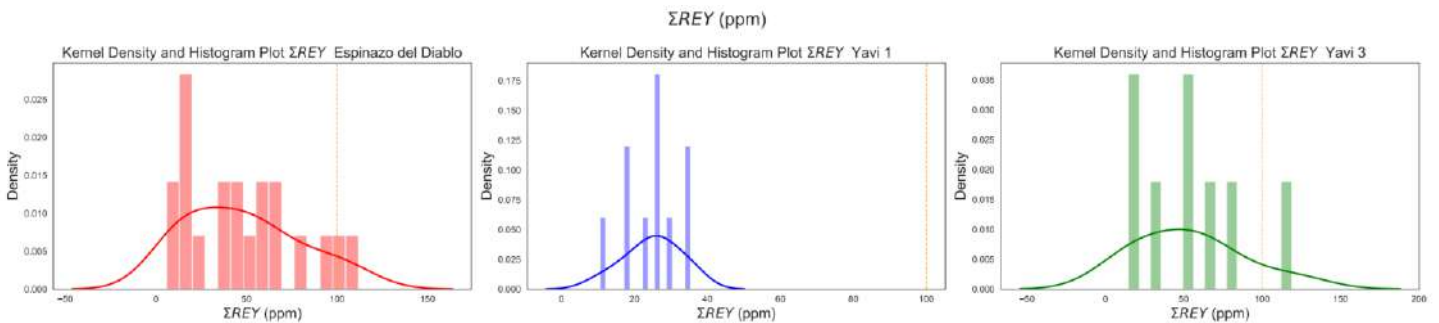
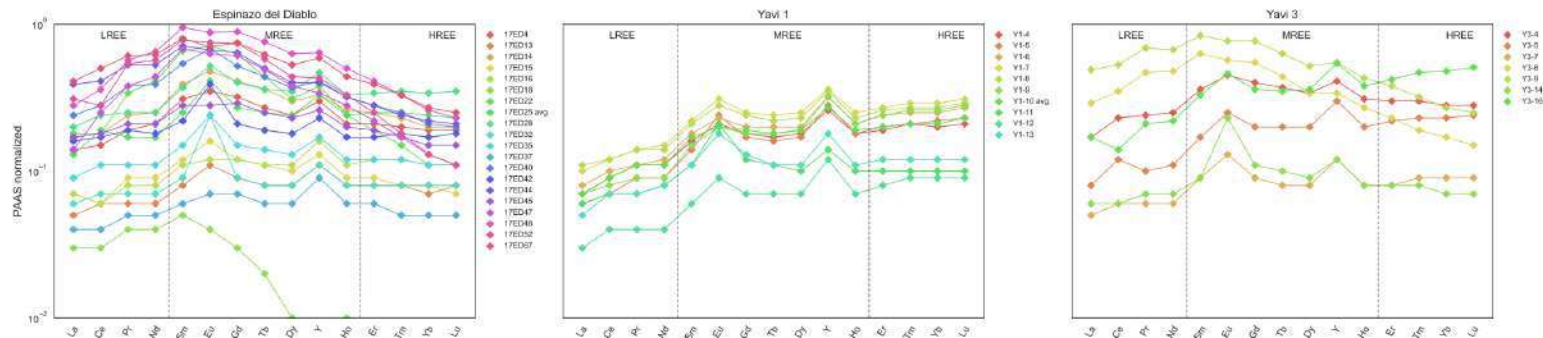


Figura 6.5. Sumatoria de REY totales discriminado por sitio de muestreo. La línea de 100 ppm está solo como referencia, en general cuando hay contaminación por aporte terrígeno las cantidades totales de tierras raras superan varias centenas de ppm.

Es importante hacer referencia el enriquecimiento relativo de las diferentes fracciones (livianas LREE, medias MREE y pesadas HREE, ver Zhao et al., 2022), puesto que esto también puede ayudar a hacer interpretaciones sobre procesos de contaminación detrítica y diagenéticos, y sobre el origen de las anomalías primarias observadas.

En la sección de Espinazo del Diablo puede observarse un enriquecimiento de las MREE en relación a las LREE que es evidente al analizar la relación Pr/Sm (utilizada para comparar el enriquecimiento de tierras raras livianas versus las intermedias o medianas, Zhao et al., 2022 y referencias allí citadas) (Figura 6.6). Tomando como referencia un rango de 0.9-1.1 (rango que consideraremos que no hay anomalía o predominio relativo de una fracción sobre otra), se puede observar un enriquecimiento de las MREE respecto a las LREE, dado que la relación Pr/Sm es menor a 1 (generalmente próxima a 0.7). Respecto a la relación LREE/HREE (representada por la relación Pr/Yb) se observan que hay muestras donde la relación es próxima a 1 (o sea no hay enriquecimiento relativo significativo) aunque también claramente hay muestras dónde las LREE son más

abundantes que las HREE y otras, dónde ocurre lo inverso. La relación Sm/Yb mayor a 1 (en ocasiones significativamente superior) indica que, en general, hay un enriquecimiento de las MREE respecto a las HREE donde pueden distinguirse dos poblaciones (una distribución bimodal con valores cercanos a 1.5 a 6 respectivamente). Esto es, además, evidente en la forma de las curvas en la Figura 6.6, donde hay un grupo de muestras con la forma de campana (convexa) que evidencian el claro enriquecimiento en las MREE y donde las HREE muestran un arreglo decreciente desde el Y hacia el Lu (ver muestras de colores rojizos a morados en la Figura 6.7). Asimismo, se observa otro conjunto de muestras que claramente difiere, donde este predominio de las MREE ligeramente se atenúa, y dónde la tendencia decreciente en las HREE a medida que nos movemos hacia el Lu disminuye o desaparece. Cabe destacar que esta tendencia está asociada con su posición estratigráfica, pues las muestras más acampanadas están en la región superior de la sección estratigráfica muestreada, lo que sugiere una evolución temporal en la señal geoquímica registrada en esta sección. Otra forma de ver esto es analizando la anomalía MREE que es la distribución de la concentración observada *versus* esperada en las MREE (Wu et al., 2019), dónde claramente se observa en algunos casos este enriquecimiento



de MREE en algunas muestras (Fig. 6.9), particularmente de Espinazo del Diablo y Yavi 3.

Figura 6.6. Datos de REY de la Formación Yacoraite en las secciones de Espinazo del Diablo (izquierda), Yavi 1 (centro) y Yavi 3 (derecha).

Figura 6.7. Enriquecimiento relativo en LREE, MREE y HREE, sección Espinazo del Diablo.

En la sección de Yavi 1 (Fig. 6.8), el patrón general es claramente diferente, si bien las MREE son más abundantes que las LREE (Pr/Sm menor a 1), se observa un predominio de HREE sobre las LREE



(valores de Pr/Yb menores a 1, lo contrario a Espinazo del Diablo), y sobre las MREE (Sm/Yb menor a 1, aunque la tendencia es bimodal y hay algunas muestras donde la relación es mayor a 1). Yavi es la que mejor tiene representada la tendencia creciente a medida que nos movemos del La hacia el Lu (Fig. 6.5) y tiene una mayor consistencia interna entre muestras en el arreglo general, y en las anomalías observadas, a diferencia de Yavi 1 y 3.

Figura 6.8. Enriquecimiento relativo en LREE, MREE, y HREE, sección Yavi 1.

En la sección de Yavi 3 el patrón es mixto, evidente en el patrón bimodal de los histogramas de la Figura 6.9, donde se observa un grupo de muestras con la forma de campana ya descrita para la sección de Espinazo del Diablo, pero también se observa la tendencia de enriquecimiento progresivo a medida que nos movemos del La hacia el Lu.

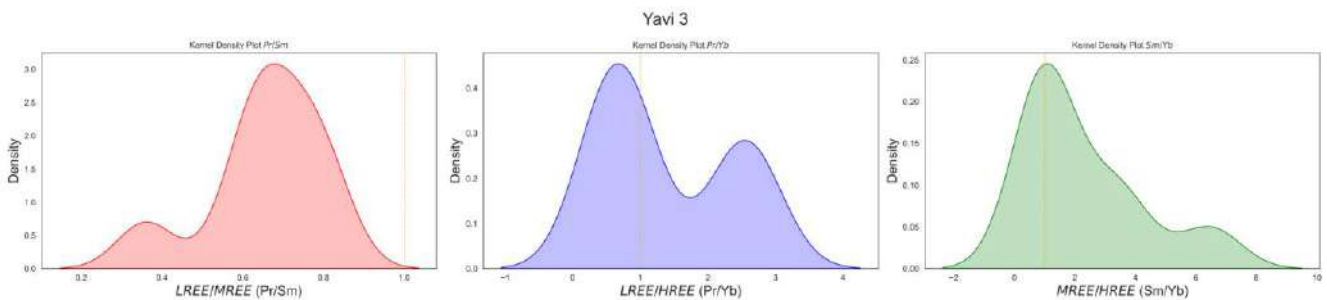


Figura 6.9. Enriquecimiento relativo en LREE, MREE y HREE, sección Yavi 3.

En Yavi 3 hay un enriquecimiento de las MREE respecto a las LREE (con una distribución bimodal en la relación (Pr/Sm cuyas modas son de 3.5 y 7 respectivamente). Hay una distribución bimodal en el patrón de LREE/HREE, donde un grupo de muestras presenta valores de Pr/Yb mayores a 1 (aproximadamente 2.5) y un grupo de muestras menores a 1 (aproximadamente 0.75). A su vez, esta se destaca por tener el mayor predominio de MREE respecto a las HREE donde la relación Sm/Yb, si bien en algunos casos es próxima a 1 o incluso menor, hay una mayor dispersión llegando a alcanzar valores de hasta 6.5 (Fig. 6.10).

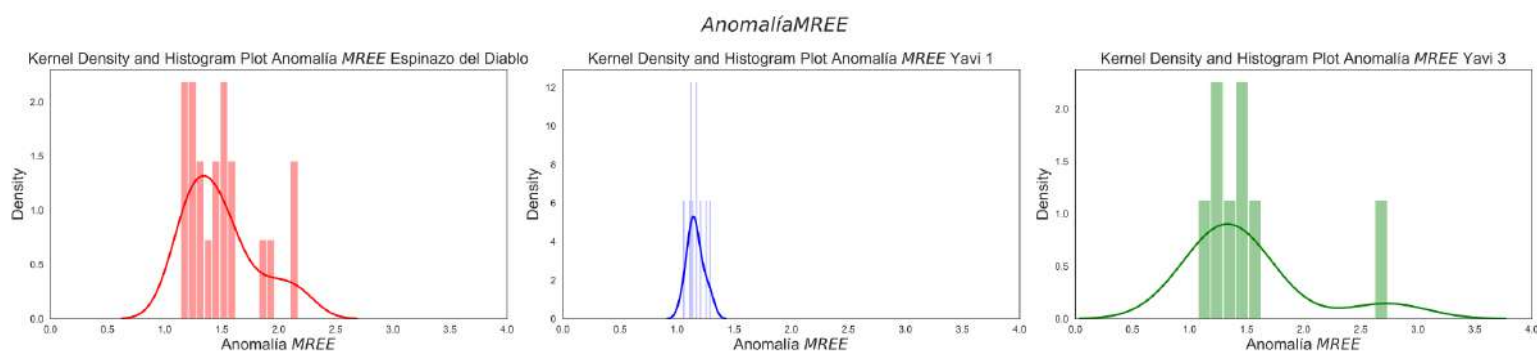
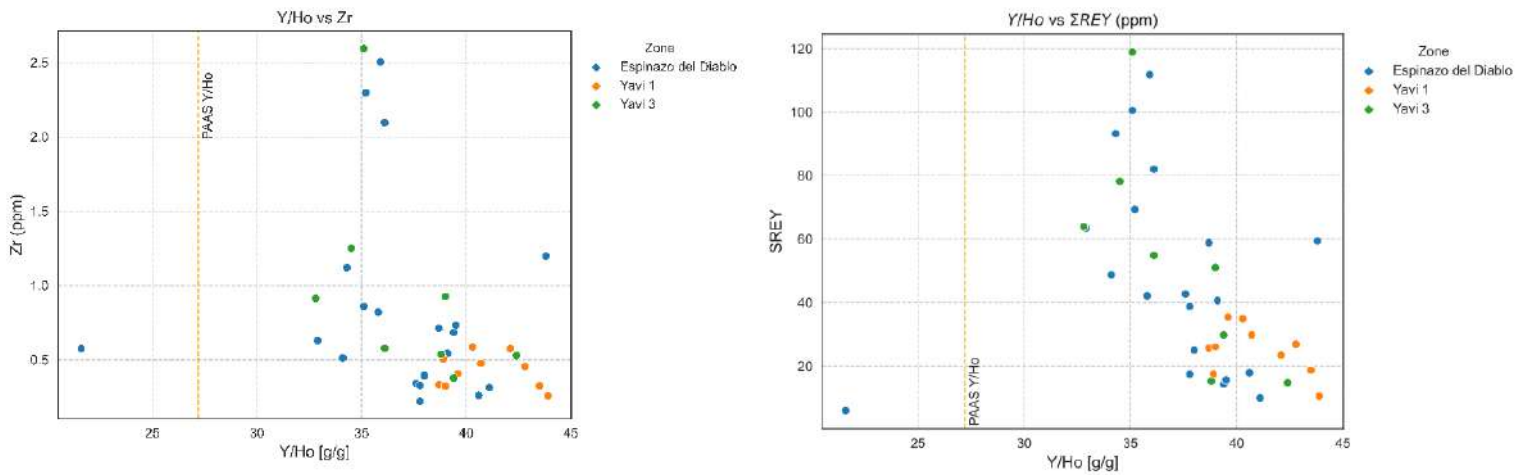


Figura 6.10. Anomalía de MREE para las secciones de Espinazo del Diablo, Yavi 1 y Yavi 3.

6.5. Evaluando la influencia del aporte terrígeno y la diagénesis

Elementos como el Sc, Zr, Ti, Th, u óxidos el Al_2O_3 , SiO_2 , entre otros (que provienen de la meteorización del sustrato rocoso, ej. Silicatos, sulfuros, óxidos), en general son inmóviles en la fase fluida y pueden usarse como trazadores para determinar el grado de lixiviado de material terrígeno silicoclástico y su influencia en las señales de REYs (Wu et al., 2019 y referencias allí citadas). Estos elementos están en concentraciones significativamente mayores en material terrígeno (ej. pelitas), cuando se las compara con carbonatos (Frimmel, 2009, Nothdurft et al., 2004; Webb y Kamber, 2000). Por eso, estos elementos graficados en función de ciertas anomalías (por ej Y/Ho) pueden dar indicios del grado de influencia del material terrígeno en las REYs (donde si la covariación es significativa uno puede sospechar de una influencia del material terrígeno en la señal de REY). El Zr por ejemplo es un elemento que tiene una concentración significativamente mayor en pelitas (~200 ppm en PAAS, Nothdurft et al., 2004), comparativamente con carbonatos dónde es menor a 3 ppm (en nuestro caso). Por lo tanto, puede utilizarse como un indicador de contaminación por material terrígeno pelítico. Por ejemplo, de haber contaminación, relaciones como la de Y/Ho deberían disminuir sistemáticamente con el aumento de la cantidad de Zr (para aproximarse al valor promedio 26.2, 27.2, 27.8 de corteza superior, Kamber et al., 2005; PAAS Taylor y McLennan, 1985 o valores condríticos, Anders y Grevesse, 1989, respectivamente; Figura 6.11 y 6.12). Como puede verse en la Figura 6.11, no hay correlación significativa entre Y/Ho versus Zr ($R^2 = 0.086$), lo que sugiere que la relación Y/Ho no ha sido afectada significativamente por material detrítico pelítico. Asimismo, no hay correlación entre ΣREY versus Y/Ho (Figura 6.11, R^2 entre 0.12 y 0.45 dependiendo si se dejan o eliminan outliers) lo que es además consistente con lo antes dicho. Los valores de Y/Ho son supercondríticos y se ubican en el rango inferior de valores observados para carbonatos depositados en el Great Bahamas Bank (Li et al., 2019). En la Figura 6.12 se observa la relación Y/Ho para

la Formación Yacoraite en este trabajo y los valores obtenidos por Matthews et al., (1994a). Además, se muestra la relación de Y/Ho para el mismo intervalo temporal estudiado por Fazio et al., (2013), Formación Lefipán del Maastrichtiano en Patagonia (de ambientes estuarinos). La gran mayoría muestra valores mayores a los



típicamente observado en la corteza superior, condritos y pelitas del PAAS y muestran valores similares entre sí.

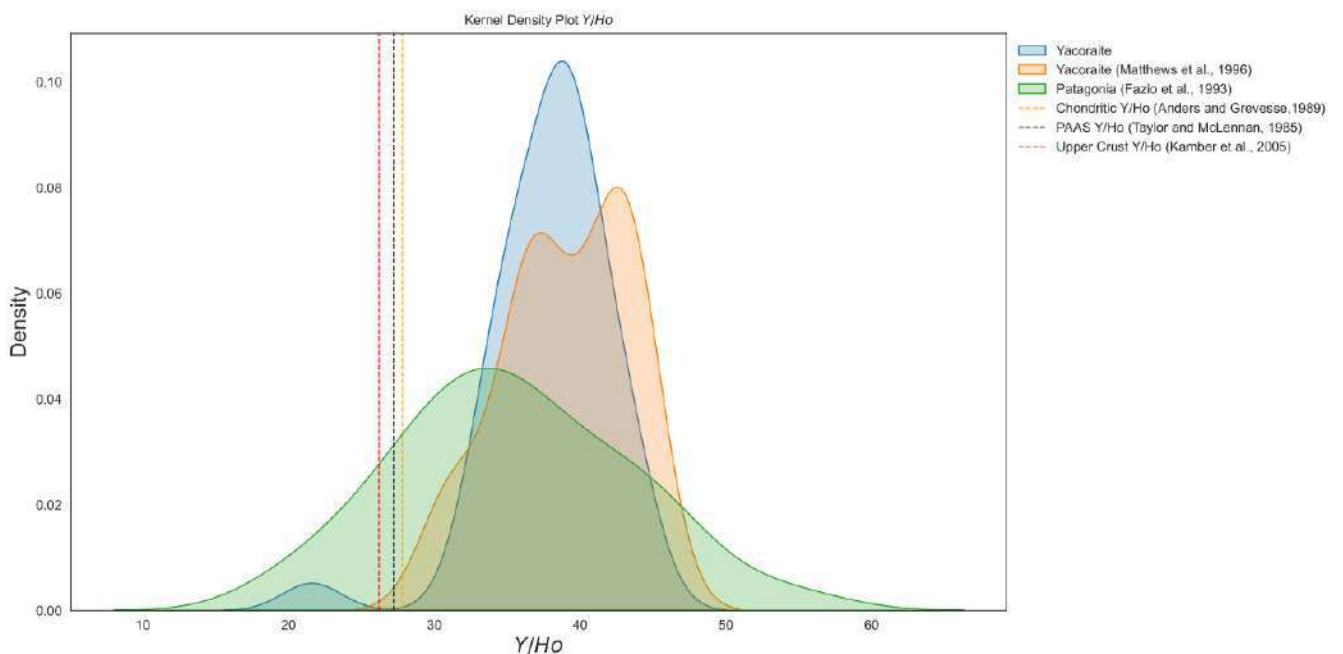


Figura 6.11: Cross-plots Y/Ho vs Zr (izquierda) y Y/Ho versus ΣREY (derecha).

Figura 6.12. Relación Y/Ho para carbonatos de la Fm Yacoraite (Matthews et al., 1996, this work) y de la Fm Lefipán (Maastrichtiano de Patagonia, Fazio et al., 1993). Las líneas verticales muestran los valores de referencia de PAAS, Condritos y corteza superior generalmente utilizados en la normalización de REYs.

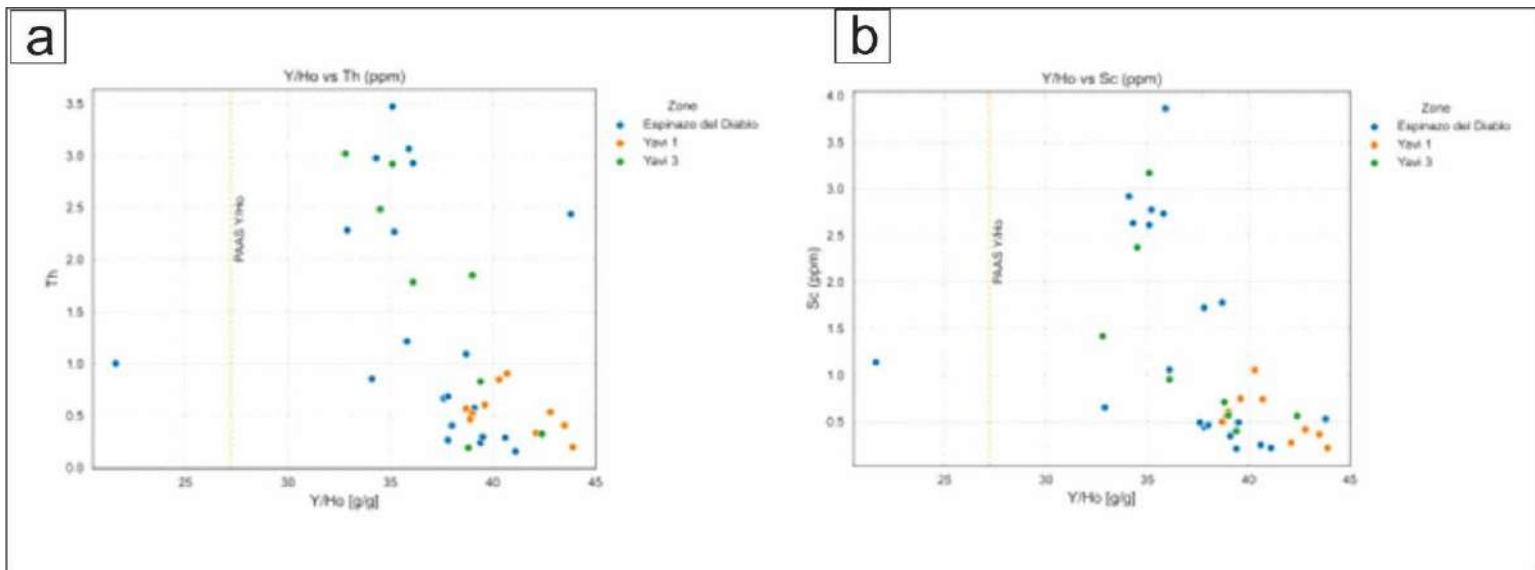


Figura 6.13. Cross-plots Th vs Y/Ho y Sc vs Y/Ho.

El Al_2O_3 y Th son elementos comúnmente asociados a la contaminación por material terrígeno (pelitas) por lo que también son trazadores útiles. El Sc, generalmente está relacionado a sulfuros (como la pirita) por lo que puede ser un indicador de contaminación a partir de los mismos. Sin embargo, tal como se describió en los casos anteriores en la Figura 6.13 y 6.14 se observa que no hay una correlación significativa entre estos elementos y la relación Y/Ho (R^2 de 0.41, 0.21 y 0.24 con el Al_2O_3 , Th y Sc, respectivamente).

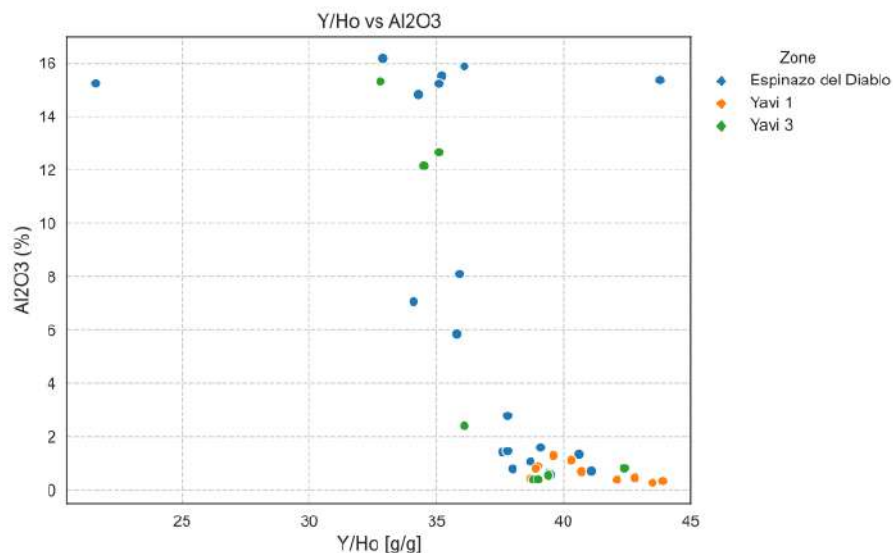


Figura 6.14. Cross-plot Y/Ho vs Al_2O_3 .

6.5.1. Anomalías de Ce y La

Determinar qué valores son anómalos respecto a la distribución “esperada” permite hacer inferencias sobre los procesos que causan esas anomalías. Hay diferentes formas de calcular dichas anomalías. A modo de ejemplo, se puede mencionar el cálculo de anomalías en forma lineal, dada por interpolación o extrapolación (dependiendo el caso) dado por (Alibo and Nozaki, 1999), donde n es el número atómico del elemento en cuestión y $*$ corresponde a la concentración de base (*background*):

$$REE_n/REE^*_n = 2[REE]_n / ([REE]_{n-1} + [REE]_{n+1})$$

De esta manera si $REE_n/REE^*_n > 1$ la anomalía es positiva y si < 1 la anomalía es negativa. Por ejemplo, la anomalía de Ce, siguiendo este esquema sería:

$$Ce/Ce^* = 2[Ce_N] / ([La_N] + [Pr_N])$$

dónde la N hace referencia a los valores normalizados.

Un sumario muy detallado de las diferentes formas de calcular diferentes anomalías puede encontrarse en Zhao et al. (2022), Barrat et al. (2023), Rétif et al. (2023) y referencias allí citadas. En el caso de las anomalías de Ce y La, comúnmente utilizadas, es común en la literatura utilizar el enfoque de Bau y Dulski (1996) a la hora de analizarlas. Bau y Dulski (1996) propusieron graficar las relaciones Ce/Ce^* y Pr/Pr^* (lineal) (Fig. 6.15) como una forma de analizar los patrones de REE y las potenciales anomalías, un esquema seguido por numerosos autores (ver por ejemplo Webb y Kamber, 2000). Como los autores explican, la presencia de una anomalía positiva de La en el agua de mar puede resultar en un cálculo erróneo de la anomalía de Ce cuándo es simplemente calculada a partir de $Ce/Ce^* = Ce / (0.5La + 0.5Pr)$ (Webb y Kamber, 2000). Por esto Bau y Dulski (1996) comparan la Ce/Ce^* con la $Pr/Pr^* = Pr / (0.5Ce + 0.5Nd)$ en un mismo gráfico (asumiendo que no hay anomalías de Pr y Nd) (Figura 6.14). De esta manera cuándo $Pr/Pr^* > 1$, quiere decir que existe una anomalía negativa de Ce (pues el Ce está en el denominador), y cuándo $Ce/Ce^* < 1$ entonces existe una anomalía positiva de La (pues el La está en el denominador). Si bien esto es extremadamente útil y ha sido utilizado por numerosos autores, particularmente cuando se comparan datos de fuentes marinas versus continentales/lacustres, hay que tener ciertos recaudos. Una revisión reciente (Barrat et al., 2023) propone, junto al gráfico de Bau y Dulski (1993) plotear las relaciones La/La^* y Ce/Ce^* en escalas geométricas (de acuerdo a Lawrence et al., 2006) pues el enfoque de Bau y Dulski (1996)

puede llevar a conclusiones erróneas (ver detalles en la discusión de Barrat et al., 2023). Por eso Barrat et al., (2023) sugieren que el uso del diagrama Ce/Ce^* vs Pr/Pr^* propuesto por Bau y Dulski (1993), si bien útil para discutir patrones de REE y el origen de las anomalías de La y Ce, este enfoque tiene algunos problemas que viene del hecho de que las anomalías son calculadas linealmente. Para esto sugieren un diagrama que

exprese Ce/Ce^g La/La^g donde las anomalías son calculadas geoméricamente (e.g. Lawrence et al., 2006) (Fig. 6.16 y 6.17).

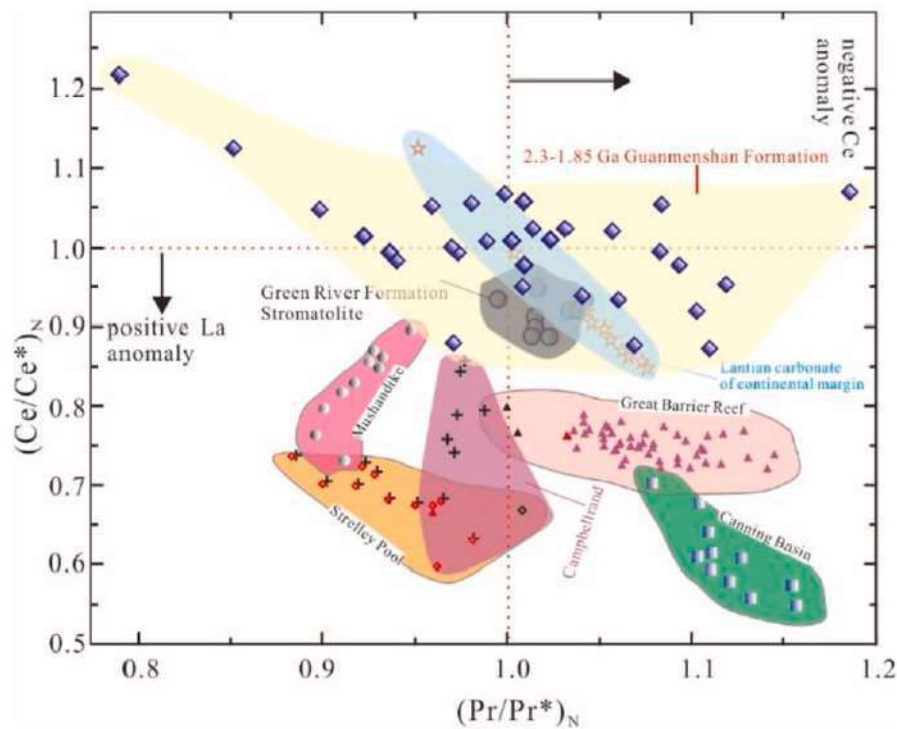


Figura 6.15. Gráfico de Ce/Ce^* versus Pr/Pr^* (lineal) de acuerdo a Bau y Dulski (1996) para muestras de diferentes orígenes (continentales lacustres e hidrotermales versus marinos) (tomado de Zhao et al., 2022).

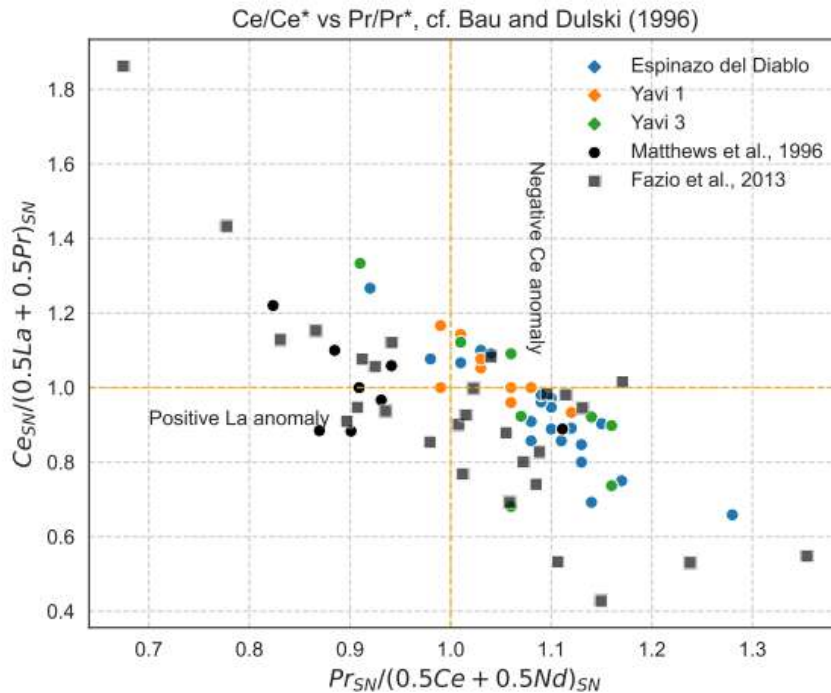


Figura 6.16. Gráfico de Ce/Ce^* versus Pr/Pr^* (lineal) de acuerdo a Bau y Dulski (1996) para muestras de la Formación Yacoraite (este trabajo y Matthews et al., (1993) y datos marinos (estuarinos) de Fazio et al., (2013) para depósitos fosfáticos de Patagonia. Nótese al comparar con la Figura 6.13, que parte de los valores Ce/Ce^* y Pr/Pr^* plotean en el mismo campo que ejemplos tanto lacustres como marinos.

Como puede verse en el gráfico de la Figura 6.16, si consideramos el enfoque de Bau y Dulski (1996) es claro que un número significativo de las muestras analizadas en este trabajo presentan ambos, anomalías positivas (y negativas) de La (pues Ce/Ce^* puede ser mayor o menor a 1) y anomalías positivas y negativas de Ce (pues Pr/Pr^* es menor o mayor a 1). Sin embargo, observando los valores en la Tabla 1 (ver apéndice) y en la Figura 6.14, no es evidente que haya anomalías positivas de La, un número considerable de muestras claramente presentan anomalías de negativas de Ce, aunque en otras ocasiones dicha anomalía es menor o no se observa. Como fue mencionado, la disminución o la falta de una anomalía en Ce puede deberse a condiciones anóxicas a subóxicas o estar vinculadas a condiciones de alcalinidad y la actividad del anión CO_3^{2-} .

Lo antes dicho queda mejor expresado en la Figura 6.17, pues claramente queda expresada la anomalía negativa de Ce en muestras de Yacoraite que presentan la anomalía positiva de La (solo 1 muestra de Yavi 1 y 7 muestras de Matthews et al., 1996). Como puede observarse en la Figura 6.18, las muestras de la Formación Yacoraite se encuentran en una región intermedia entre los ejemplos lacustres de Great Salt Lake y aquellos de ooides marinos de Bahamas. Si bien aún hay que ser cautos a la hora de compararlos en forma directa con estos sistemas de características diferentes, es sugestivo de que hay una señal marina que es potencialmente o progresivamente atenuada debido a la influencia de aguas meteóricas y procesos que tienen que ver con el medio continental. Esto aporta un aspecto interesante que coincide con otras sugerencias de que la base de la

Formación Yacoraite tendría una influencia marina y que progresivamente esta se fue aislando del medio marino evolucionando a un sistema lacustre.

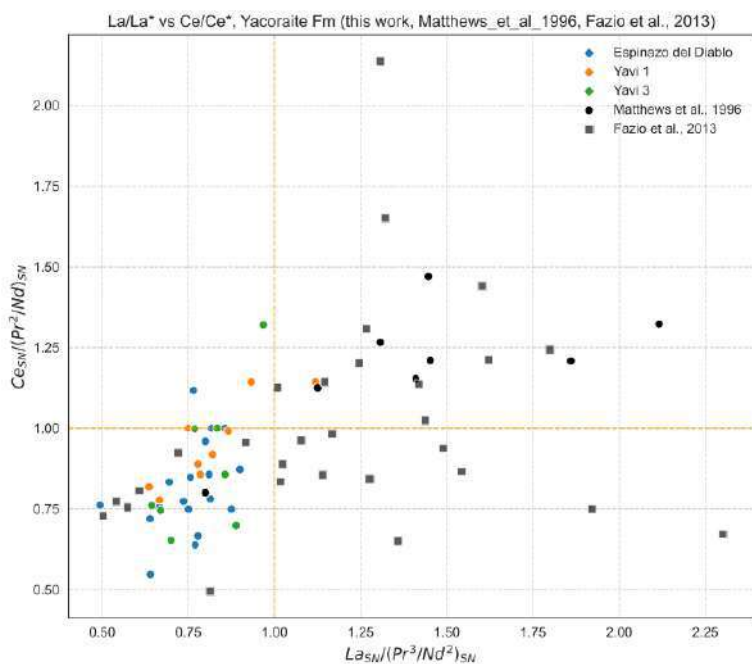


Figura 6.17. Anomalías de Ce y La calculadas de acuerdo con Lawrence et al (2006).

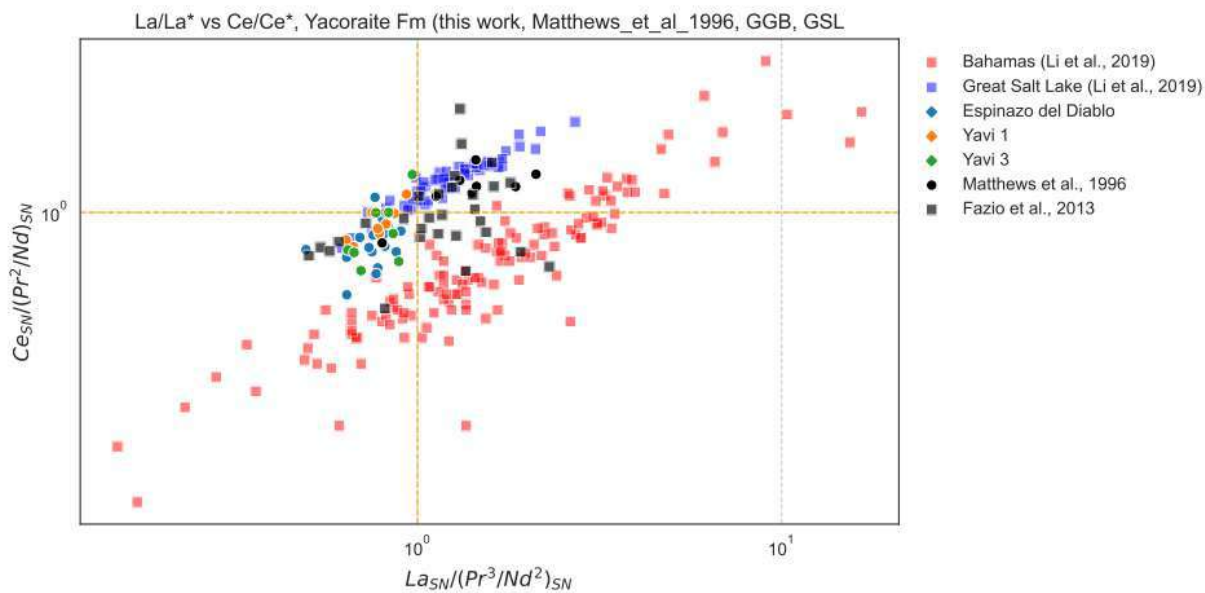


Figura 6.18. Anomalías de Ce y La ploteadas en escala logarítmica (cf. Lawrence et al., 2006) de las muestras de la Formación Yacoraite analizadas en este estudio, las muestras publicadas por Matthews et al., 1993) y para comparación muestras de calizas oolíticas marinas y lacustres de Li et al., (2019).

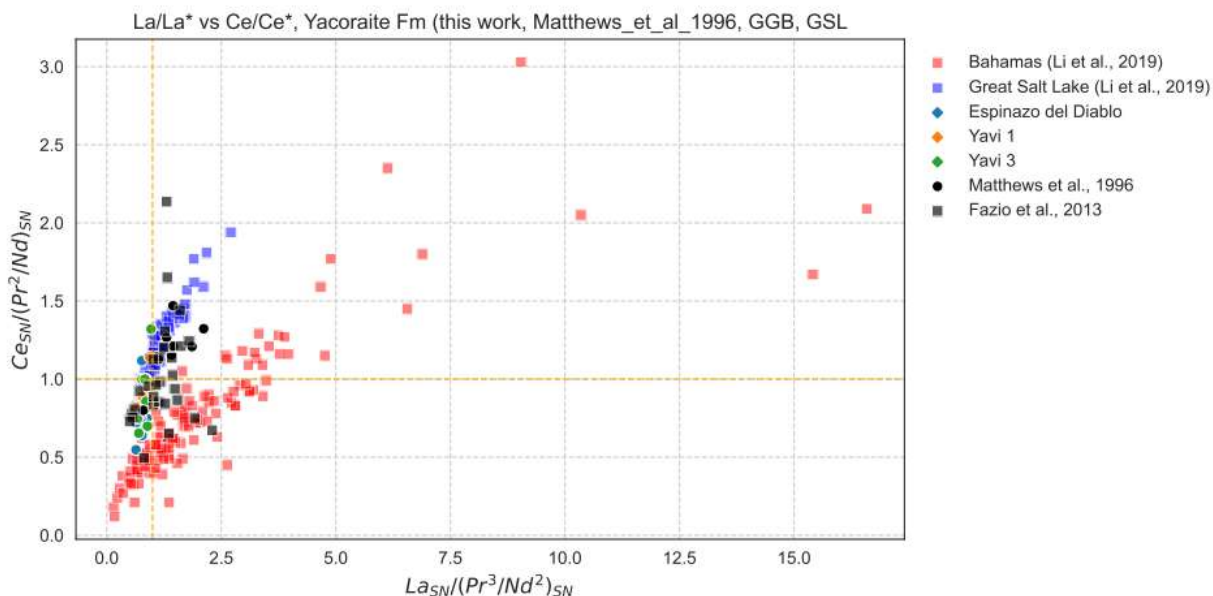


Figura 6. 19. Anomalías de Ce y La (cf. Lawrence et al., 2006) de las muestras de la Formación Yacoraite analizadas en este estudio, las muestras publicadas por Matthews et al., 1993) y para comparación muestras de calizas oolíticas marinas y lacustres de Li et al., (2019).

En las Figuras 6.18 y 6.19 pueden observarse (en escala logarítmica y lineal) las anomalías de Ce y La (Lawrence et al., 2006) para los datos existentes de la Formación Yacoraite junto a los del Cretácico Superior – Paleógeno de Patagonia y para comparación los datos en ooides marinos y lacustres de (Li et al., 2019). Es particularmente visible en la Figura 6.19 que, las señales de la Formación Yacoraite comparten similitudes con sistemas marinos y lacustres, lo que sugiere que la influencia marina está potencialmente presente, y esto es algo esperable en mares epicontinentales o sistemas estuarinos, donde puede haber diferentes grados de influencia y mezcla de fluidos continentales y marinos.

6.6. ¿Son las calizas de la Formación Yacoraite de origen marino o son lacustres?

En la Figura 6. 20, puede observarse el patrón general de REY de diferentes fluidos, sedimentos y rocas sedimentarias (ver Tostevin et al., 2016 para más detalles). Como puede observarse, la señal de REY del agua de mar usualmente presenta un patrón caracterizado por:

- Anomalía de Y y Relaciones Y/Ho supercondríticas
- Una anomalía negativa en el Ce
- Una anomalía positiva en el La
- Anomalía positiva de Eu
- Anomalía positiva (aunque no siempre) en el Gd

- Enriquecimiento en las HREE respecto a las LREE

La anomalía de Ce generalmente se atenúa o desaparece cuando se dan condiciones subóxicas o anóxicas y esta es una característica documentada en rocas sedimentarias del Arqueano depositadas con anterioridad al G.O.E. (**Great Oxidation Event**) cuando ocurrió la oxigenación de una atmósfera y océanos que eran carentes de oxígeno en concentraciones considerables. El origen de la anomalía positiva del La es menos claro y aun poco estudiado.

Un número considerable de las muestras de la Formación Yacoraite comparten algunas de estas características, particularmente aquellas de Yavi 1, que aparentan ser las que menos han sido modificadas por el aporte de material terrígeno u otros procesos. Como fue demostrado, es claro enriquecimiento de HREE respecto a LREE en las muestras de la Fm Yacoraite. A su vez, presenta una anomalía de Y, y relaciones Y/Ho supercondríticas que se encuentran en el rango inferior de lo que es común en el agua de mar actual (40-70). Como fue demostrado en la Figura 6.17, numerosas muestras presentan una anomalía negativa de Ce que, aunque ligeramente atenuada, está claramente presente. La anomalía positiva de Eu y de Gd si bien no son necesariamente exclusivas del agua de mar, están presentes, y procesos como ser contaminación terrígena y diagénesis tenderían a atenuarlas o hacer que desaparezcan por completo. La ausencia de una anomalía de La no es del todo claro y es algo que es necesario explorar en mayor profundidad, aunque es posible que se deba a procesos relacionados al aporte terrígeno o procesos diagenéticos tempranos. El arreglo en forma de campana de algunas muestras, donde hay un enriquecimiento en las MREE, ha sido vinculado en otros trabajos a procesos que ocurren durante la diagénesis temprana que tienden a liberar MREE que pueden ser incorporados luego en fases carbonáticas posteriores. Esto ocurre, por ejemplo, en cementos generados durante la diagénesis temprana cuando ocurre la disolución reductiva de óxidos de hierro en condiciones anóxicas en el espacio poral, algo que además ayudaría a explicar el atenuamiento de la anomalía de Cerio (que tiene a desaparecer en condiciones de anoxia). En definitiva, las anomalías presentes en las REY de la Formación Yacoraite son sugestivas de una señal marina, que se ha visto afectada por procesos en un ambiente epicontinental, quizás con diferentes grados de restricción, donde la señal marina es progresivamente atenuada y potencialmente tendería a desaparecer (ver Kamber et al., 2004).

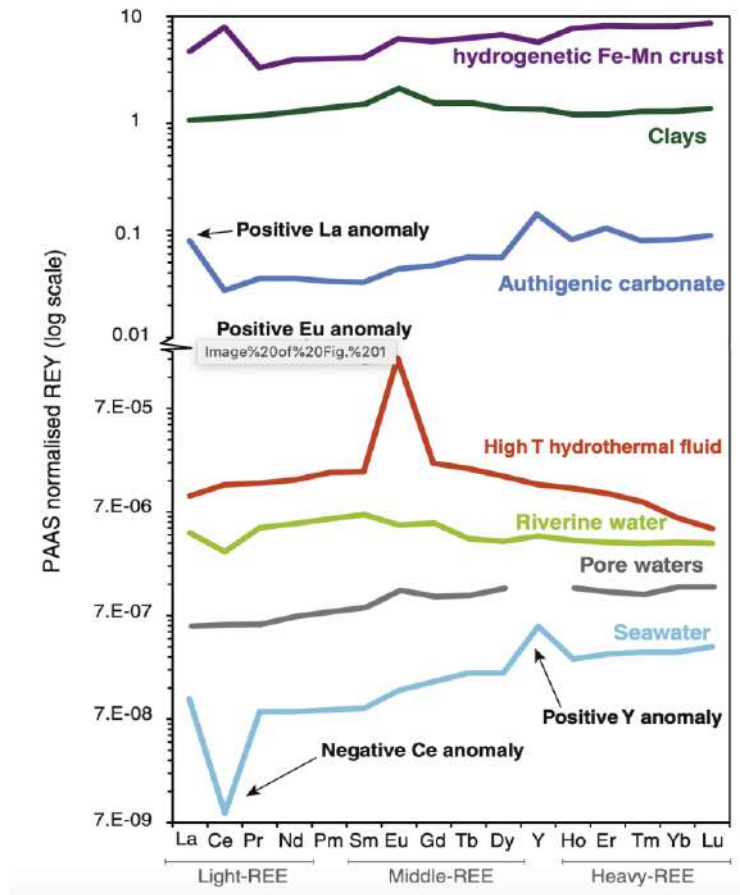


Figura 6. 20. Patrón general de REY de diferentes fluidos, sedimentos y rocas sedimentarias (ver Tostevin et al., 2016 para más detalles).

6.7. Consideraciones finales

Lo antes desarrollado constituye un análisis muy preliminar de una extensa base de datos desarrollada durante la etapa terminal de esta tesis, que aporta información invaluable a la discusión sobre el origen de las calizas de la Formación Yacoraite. De las consideraciones previamente realizadas, hay diferentes aspectos que se deben profundizar (y que pueden hacerse con la información ya disponible): 1) Hacer una evaluación más detallada de la influencia del aporte terrígeno a las señales de REYs documentadas. Si bien se hicieron algunas consideraciones generales que hablan de una influencia relativamente escasa en la señal primaria, se puede hacer un *screening* mucho más detallado diferenciando diferentes grupos de muestras. 2) Evaluar más detalladamente los procesos vinculados a la diagénesis temprana que podría estar generando el arreglo en forma de campana con enriquecimiento de las MREE observado en algunas muestras. 3) Integrar lo aquí detallado con información existente sobre de elementos mayoritarios (Ca, Mg, Mn, Sr, etc.) y trazas (U, Th, Sc, Fe, Ni, Cu, etc.), residuo insoluble y contenido orgánico, y análisis mineralógicos mediante XRD que ayudaran a discernir mejor la información aquí detallada. 4) Establecer modelos de mezcla y modelos evolutivos explorando

diferentes tendencias esperadas para evaluar la evolución de las anomalías detectadas en caso de haber influencia terrígena, diagénesis temprana, diagénesis de soterramiento, dolomitización, etc. 5) Integrar esta información con la existente de otros *proxis*, por ejemplo, información de geoquímica orgánica (*biomarkers*) que sugieren una influencia marina para el intervalo inferior de la Formación Yacoraite, algo que hemos sugerido en esta tesis utilizando un enfoque integrado sedimentológico, estratigráfico (Coppa Vigliocco et al., 2022, Astini et al., 2020) y geoquímico. 6) Este análisis es una base fundamental para posteriores estudios más detallados que permitan discriminar mejor la señal geoquímica de las diferentes fases minerales y texturales involucradas, aloquímicos, diferentes tipos y generaciones de matriz y cemento, material detrítico y materiales antigénicos no carbonáticos, etc. (por ejemplo, mediante el uso de Laser Ablation ICP-MS (cf. Li et al., 2019)

CAPÍTULO 7: FACIES

7.1. Facies Sedimentarias

Una facies sedimentaria es, un cuerpo de roca que puede caracterizarse a partir de un conjunto de atributos referidos a la geometría estratal, litología, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero (Selley, 1996). El análisis de facies es una herramienta indispensable para la comprensión e interpretación de controles sedimentarios complejos en las secciones investigadas, aportando información fundamental para la construcción de modelos paleoambientales y paleogeográficos que serán desarrollados en este capítulo.

Para el intervalo Maastrichtiano-Daniano en el que se depositó la Formación Yacoraite, se documentan quince litofacies, divididas en diez facies carbonáticas, tres siliciclásticas, dos mixtas y una volcaniclástica, basadas en litología y textura (tamaño y selección de granos), espesor de las capas, geometría a escala de afloramiento y formas de lecho, estructuras sedimentarias y contenido fósil e icnológico. En casi todas las facies carbonáticas se ha identificado la presencia de arena cuarzosa fina a muy fina y limo cuarzoso en proporciones variables, generalmente por debajo de 15%. Algunas facies están presentes en una o varias asociaciones de facies (Capítulo 8).

F1: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada

Descripción:

Se presenta en bancos tabulares que corresponden a *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos con ooides superficiales, *grainstones* oolíticos con núcleos bioclásticos y *grainstones* oolíticos con ooides rotos) de granulometría arena gruesa a media, con tonalidades grises a amarillas y espesores que varían entre 20 cm a 80 cm. Presentan una excelente continuidad lateral a escala de la centena de metros (Fig. 7.1.A).

Generalmente, la base y el techo de las capas son onduladas, aunque la base puede ser neta e irregular. Las ondulaciones muestran geometrías que van de asimétricas a simétricas, casi siempre en fase con la estructura interna de los conjuntos de estratificación. Las crestas de las ondulaciones son continuas en escala del metro, redondeadas, rectas a ligeramente sinuosas en fase, aunque se reconocen también patrones superpuestos y en ocasiones los valles están rellenos por sedimentos gruesos (Fig. 7.1. A, B y C). Los bancos tabulares muestran internamente estratificación cruzada *hummocky* (HCS), en artesa y cruzada planar a veces difusa (Fig. 7.1. D, E y F). En menor medida se reconoce laminación paralela que alterna o pasa lateralmente a la estratificación cruzada (Fig. 7.1. E). La estructura HCS está caracterizada por su

laminación cruzada suavemente curvada de bajo ángulo, comúnmente con espesores entre 10-50 cm con amplitudes de onda de 5 a 20 cm y longitudes de onda de 10 cm. Dentro de las capas individuales, la curvatura de las láminas forma estructuras en domos (*hummocks*) y cuencos (*swales*), mostrando variaciones laterales del espesor de las láminas y buzamientos con ángulos no mayores a 10-15° (Fig. 7.1. D). Para algunos sectores con buenas exposiciones de las estructuras HCS, fue posible establecer una jerarquía de superficies dentro de las mismas. Es decir, las superficies de primer orden reconocidas, están indicadas por cambios litológicos o texturales marcados, en este caso, por arriba y abajo *mudstones* a *grainstones* peloidales finos con laminación paralela (Fig. 7.1. D). Las superficies de segundo orden, fueron identificadas dentro de las estructuras *hummocks* por la alternancia lateral de domos y cuencos o, antiformes y sinformes. Finalmente, las superficies de tercer orden se encuentran como *sets* de láminas individuales concordantes con las superficies de segundo orden (Figs. 7.1. D y 7.2. A, B), en ocasiones muestran laminación paralela que alterna con la laminación *hummocky* (Fig. 7.2 A, B). Se observó además que en la parte superior de las calcarenitas con HCS están recubiertas con conjuntos de ondulitas asimétricas de ~10 cm de espesor y estratificación heterolítica (Figs. 7.1. D y 7.2).

Los conjuntos con estratificación cruzada en artesa muestran espesores entre 30-80 cm con amplitudes de onda de ~15 cm y longitudes de onda entre 20-50 cm y se extienden en la escala del metro (Fig. 7.1. E). Estos conjuntos se caracterizan por su forma cóncava y los contactos inferiores muestran terminaciones asintóticas o tangenciales (Fig. 7.1. E y F). Otras capas con artesas muestran límites gradacionales hacia el tope formadas por *rudstone-grainstone* bioclástico-intraclástico, donde son comunes los intraclastos micríticos y algunos tubos verticales tipo *Skolithos* (Fig. 7.1. F). Las intercalaciones calcipelíticas (*lime mudstones drapes*) son escasas y pueden quedar preservadas en la base o en los valles de los conjuntos con estratificación cruzada (Fig. 7.1. F-H). La estratificación cruzada planar se caracteriza por tener mayor extensión que espesor, el cual varía entre 6 y 20 cm. Las láminas internas de los conjuntos con estratificación planar están curvadas, de manera que son tangentes a la superficie basal (Figs. 7.1. F, 7.3. A y B). Algunos conjuntos con estratificación cruzada planar desarrollan superficies de reactivación erosiva suavemente inclinadas (~5-10°) que pueden estar asociadas a ondulitas de oleaje o corrientes (Figs. 7.1.G, H y 7.3. A y B). Hacia el tope, algunas capas presentan estructuras en forma de grietas poligonales completas e incompletas rellenas de material calcarenítico, que en corte transversal conforman tabiques verticales con forma de "V" de escala centimétrica. En ocasiones, tubos verticales a inclinados de tipo *Skolithos* perturban la estratificación con rellenos de material arenoso.

Esta facies se reconoce en todos los perfiles estudiados de la Formación Yacoraite. Es particularmente sobresaliente en el Espinazo del Diablo ya que a escala de afloramiento se caracteriza por presentar relieves positivos formando crestones que resaltan respecto al resto.

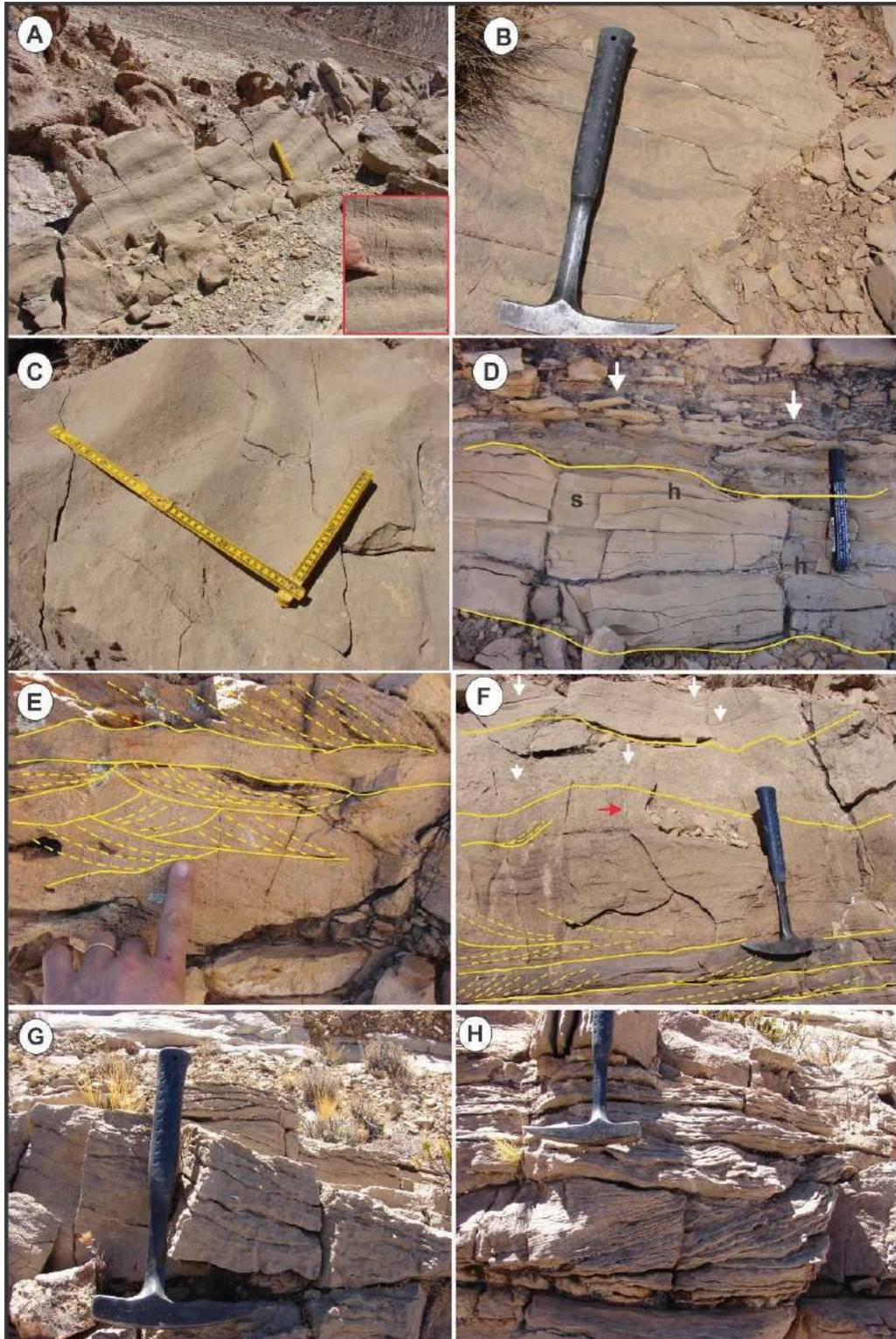


Figura 7.1. Estructuras sedimentarias de la facies de calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada (F1). **A.** Crestones típicos de las calcarenitas en la Formación Yacoraité. Notar el patrón de ondulaciones simétricas paralelas con crestas redondeadas. El recuadro rojo muestra en detalle la cara de avalancha que contiene material granular más grueso depositado en los valles. **B.** Ondulitas sinuosas ligeramente desfasadas con sus valles cubiertos por material granular. **C.** Ondulaciones con patrones de interferencia. **D.** De base a techo: capa calcarenítica con estructuras *hummocky* mostrando los domos ($h = \text{hummocks}$) y cuencos ($s = \text{swaley}$), contenidos por superficies de primer orden (entre líneas amarillas) separando un intervalo delgado con laminación paralela seguido hacia arriba por ondulitas asimétricas (flechas blancas). **E.** De base a techo: estratificación cruzada en artesas, nivel con laminación paralela y estratificación cruzada con terminaciones tangenciales hacia la base. **F.** De base a techo: estratificación cruzada planar con láminas internas tangenciales (líneas de puntos), estratificación cruzada en artesas con escasas intercalaciones finas. Nótese un tubo vertical en la parte superior de la capa (flecha roja) que marca un límite transicional a un intervalo tabular de *rudstone-grainstone bioclástico*- intraclástico. Los intraclastos están señalados por flechas blancas. Hacia el tope, estratificación cruzada en artesas. Nótese en las zonas deprimidas el material fino allí depositado indicado por flechas blancas. **G, H.** Calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada en artesas, paralela y cruzada tangencial.

Interpretación:

Los diferentes depósitos con estratificación cruzada descritos se interpretan como asociados a formas de lecho activas subácuas, de energía relativamente moderada a alta que se formaron en el área entre el nivel de base del oleaje con buen tiempo y el nivel de base del oleaje de tormenta (Demicco y Hardie, 1994; Lasemi et al., 2012; Pérez López y Pérez Valera, 2012). Las estructuras sedimentarias con geometría *hummocky* fueron descritas por primera vez por Campbell (1966), pero quien acuñó el nombre de “estratificación cruzada *hummocky*” (HCS, por sus siglas en inglés) se le debe a Harms (1975). En general, esta estructura es considerada de mediana a gran escala, donde la naturaleza ondulante e inclinada de las láminas preservan la forma de lecho en 3D, representada por *hummocks* (antiformes) y *swales* (sinformes) que pueden depositarse por varios procesos y halladas en diversos ambientes sedimentarios (Tinterri, 2011). En este caso, los depósitos con HCS observados en la Formación Yacoraité, pueden ser interpretados como depósitos agradacionales, por lo que probablemente hayan sido depositados bajo la acción de flujos oscilatorios con una componente unidireccional generados por el oleaje producido por el paso de tormentas (Demicco y Hardie, 1994; Dumas y Arnott, 2006). Algunos autores sugieren que las HCS podrían formarse incluso a profundidades tan someras como las propias en la zona de surf o en la playa (Yang et al., 2005). De acuerdo a los resultados experimentales de Dumas y Arnott (2006), los *hummocks* se desarrollan de manera óptima donde las tasas de sedimentación netas son lo suficientemente altas para preservarlas y a una profundidad que supere al menos el metro, con velocidades de la corriente menores de 50 cm/s. Las longitudes de onda de hasta 1 m en las HCS sugieren que el tamaño de las olas que generaron estos depósitos era superior a las que generaron las estructuras en artesas. Razón por la cual podrían interpretarse en primera instancia que su depositación ocurrió en posiciones más proximales en un perfil de línea de costa, ya que la longitud de onda del oleaje se incrementa hacia las posiciones superiores de dicho perfil (Ito et al., 2001). Las variaciones laterales de espesores (*pinch and swell*) se deben a la propia morfología de la estructura producida por domos y sus acuñaientos (Tinterri, 2011). Es decir,

durante el transporte tractivo las arenas calcáreas tienden a depositarse en la parte baja de la duna, mientras que sobre la cara de transporte se alcanza a acumular una delgada lámina debido a la dificultad de las corrientes en distribuir arenas sobre las partes cóncavas. De esta manera, las superficies de primer orden son indicativas de la geometría cómica de los *hummocks* y por lo tanto relacionadas a trayectorias de flujos multidireccionales aleatorios; mientras que, las superficies de segundo y tercer orden pueden ser originadas por pulsos dentro de flujos combinados de diferente intensidad (Dumas et al., 2005). La parte superior de las capas con HCS con ondulitas asimétricas sugieren que son generadas por una reducción de la energía de las corrientes depositacionales a medida que va menguando la tormenta. Los patrones poligonales en la parte superior de los grainstones oolíticos sugieren procesos de contracción y fracturación por desecación durante la exposición subárea periódica. Observaciones de campo en Cat Island, Bahamas y experimentos en arenas oolíticas del Holoceno, sugieren que los patrones poligonales pueden formarse en sedimentos homogéneos con ooides bien seleccionados y bien redondeados, sin la exclusiva presencia de una matriz fangosa o tapetes microbianos (Glumac et al., 2012). Estas conclusiones pueden ser consideradas para la formación de estructuras poligonales en depósitos oolíticos con características similares a los descritos para la Formación Yacoraite. La ocurrencia local de tubos verticales *Skolithos* en algunos niveles gruesos de calizas con estratificación difusa, sugiere la colonización de organismos en un sustrato semiconsolidado (Droser et al., 2004).

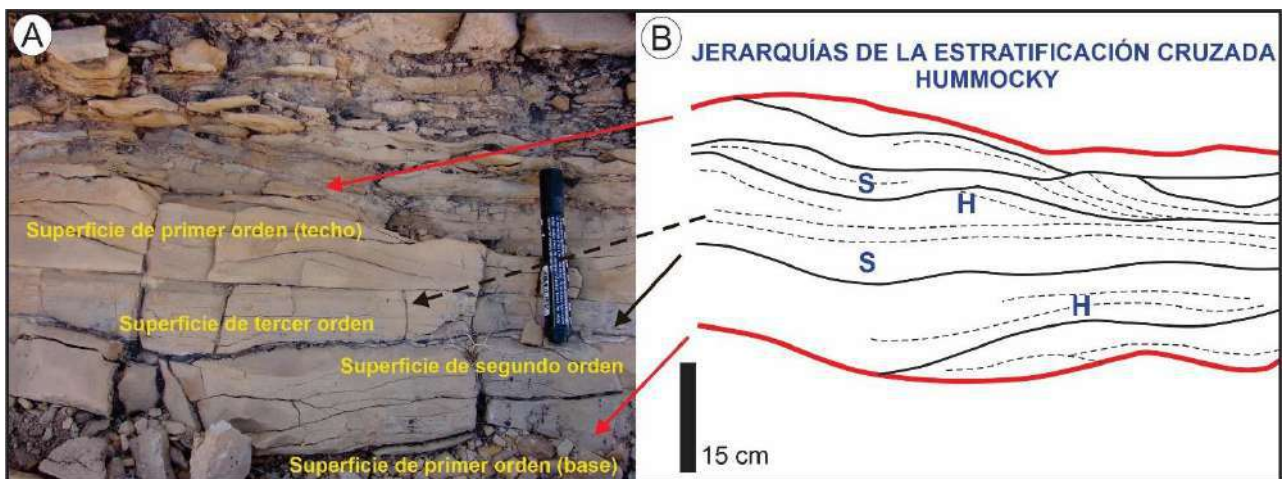


Figura 7.2 Interpretación de las superficies de primer, segundo y tercer orden reconocidas en las estructuras con estratificación cruzada *hummocky*. H= *hummocky*, S= *swale*.

Con respecto a las demás estructuras sedimentarias reconocidas en esta facies, tales como estratificación cruzada planar (tabular) y en artesas; las primeras se formaron principalmente por la migración de ondulaciones con crestas recta y durante bajos regímenes de flujo. Las capas con artesas con límites gradacionales hacia la parte superior en las calcarenitas con intraclastos micríticos y algunos tubos verticales

tipo *Skolithos* (Fig. 7.1. F), indicarían que son superficies endurecidas, cementadas tempranamente tipo *hardground* aprovechadas por organismos que colonizan el fondo tras la tormenta. La presencia de intraclastos sugiere erosión intermitente y transporte por corrientes de fondo probablemente relacionadas a episodios de tormenta que redepositan estos sedimentos. La composición de los intraclastos indica el reciclaje de litologías cercanas dentro de mosaicos de facies que se desarrollan contemporáneamente y pueden ser derivados de la exhumación *in situ* de las calcarenitas inferiores. Las intercalaciones pelíticas se interpretan por decantación ocasional de finos en suspensión en condiciones calmas. Así, este material ha quedado preservado preferentemente en los valles o depresiones de las formas de lecho y evidencia la escasa tasa de preservación del material fino. En conclusión, los depósitos con estratificación cruzada reconocidos estarían relacionados genéticamente, representan un continuo de morfologías de lecho en distintas condiciones de flujo combinados y se relacionan con el dominio de la componente unidireccional asociados a tormentas (Dott and Bourgeois, 1982).

F2: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación sigmoidal

Descripción:

Consisten en *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos con ooides superficiales, *grainstones* oolíticos con núcleos bioclásticos, *grainstones* oolíticos con ooides rotos y *grainstones* oolíticos-peloidales arenosos, bien seleccionadas, de granulometría arena media-fina que yacen en conjuntos de espesor métrico con estratificación cruzada sigmoidal (Fig. 7.3. A). Su tonalidad blanquecina contrasta el color del resto de las litologías aflorantes. Los conjuntos presentan espesores amalgamados de entre 2-6 m y las capas individuales varían entre 0,5-1 m. Internamente, se caracterizan por tener geometrías sigmoidales con 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 (Fig. 7.3. B). Ocasionalmente, se preservan geometrías lenticulares representando dunas 3D con caras de transporte tendidas y caras de avalancha inclinadas de ~ 30°. Asimismo, internamente los ángulos de reposo y los espesores de las láminas frontales cambian periódicamente (Fig. 7.3. B, C), destacándose el desarrollo de superficies con bajo ángulo, truncando conjuntos de láminas frontales (Figs. 7.3. B y 7.4.A). Excepcionalmente, en algunas caras frontales se registra laminación cruzada con inclinación opuesta a la estratificación cruzada dominante, constituida por trenes de ondulitas a contra corriente (Figs. 7.3. E y 7.4. A). Los paquetes sigmoidales están remarcados por particiones finas (milimétricas) de fango calcáreo y, ocasionalmente, contienen intraclastos (Fig. 7.3. B, C), que acentúan su espesor

hacia la base de los *sets*. Estas particiones finas alternan con las calcarenitas formando cuplas de fango calcáreo (*mud couplets*) y, particularmente, se destacan en las secciones inferiores en los conjuntos con estratificación cruzada (Fig. 7.3. C). Algunas particiones pelíticas son discontinuas y se reconocen acentuando su espesor en las superficies cóncavas hacia abajo, con longitudes de onda entre 5 - 15 cm, comparables con estructuras *flaser* (Fig. 7.4. B).

Esta facies ha sido reconocida principalmente en las secciones del Espinazo del Diablo y Tres Cruces con espesores de hasta 8 m formando cuerpos de geometría intermedia (relación espesor/extensión lateral de entre 1:10 a 1:100, de acuerdo con la propuesta de Miall, 1985) de gran continuidad lateral en el campo, donde alcanzan centenares de metros. En campo, el intervalo se acuña en una relación entre 10/1 y 100/1 en distancias de 1000 m.

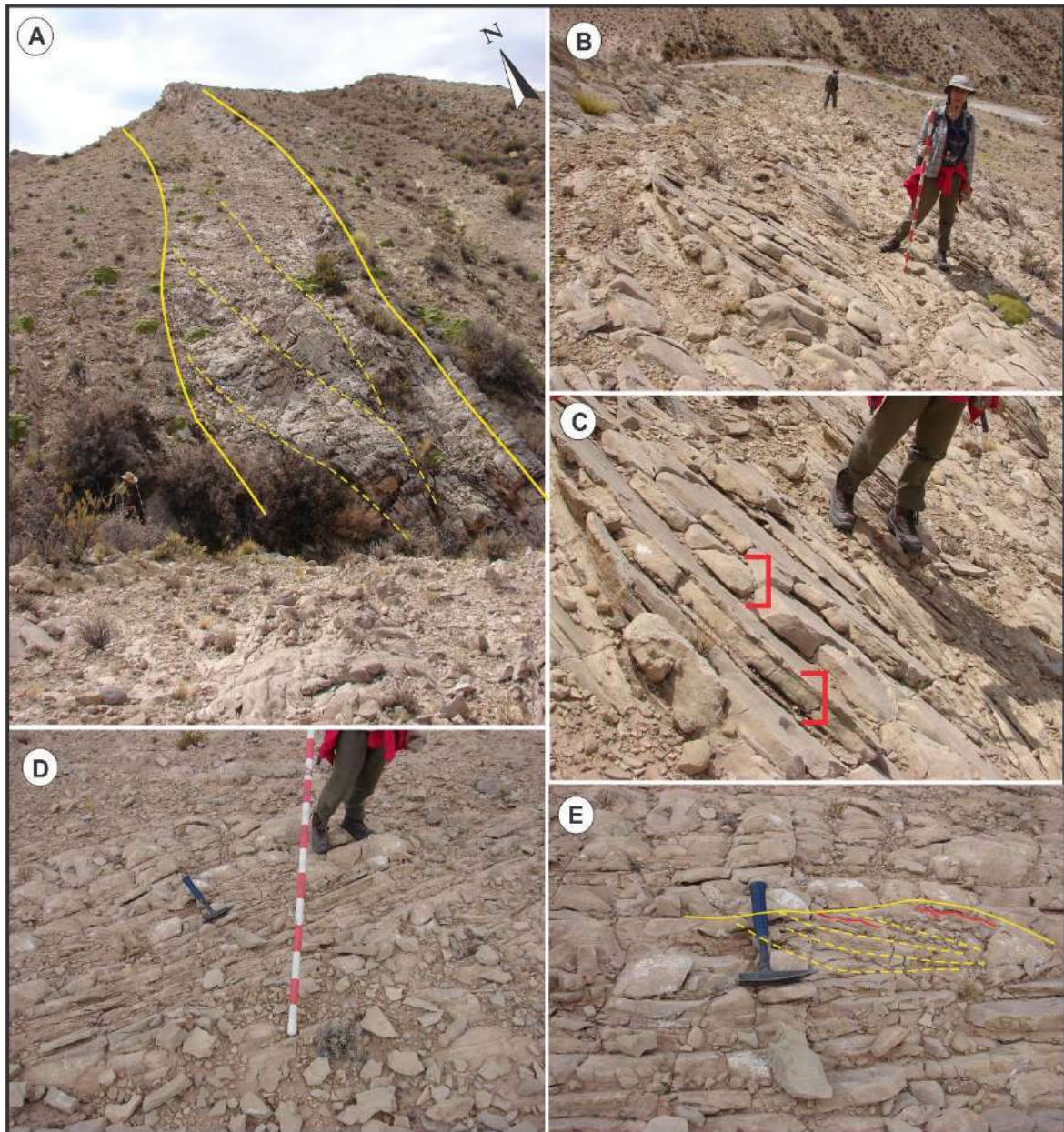


Figura 7.3. Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada sigmoidal. **A.** Vista panorámica de la geometría del cuerpo lenticular de gran escala. Notar el acuíñamiento hacia el norte. Internamente, estructuras sigmoidales (entre líneas de puntos). **B.** Terminaciones tangenciales de un sigmoide con fuertes cambios de angularidad de los conjuntos. **C.** Detalle de **B.** Puede apreciarse los paquetes finos que alternan con una cierta regularidad con las capas calcareníticas remarcado por los corchetes rojos. **D.** Vista en planta de los conjuntos con estratificación sigmoidal, destacan los cambios de angulosidad de las capas con el desarrollo de superficies con bajo ángulo truncando conjuntos de láminas frontales. **E.** Detalle de **D.** Cara frontal de una duna con superposición de ondulitas con laminación cruzada mostrando una inclinación opuesta a la estratificación cruzada dominante.

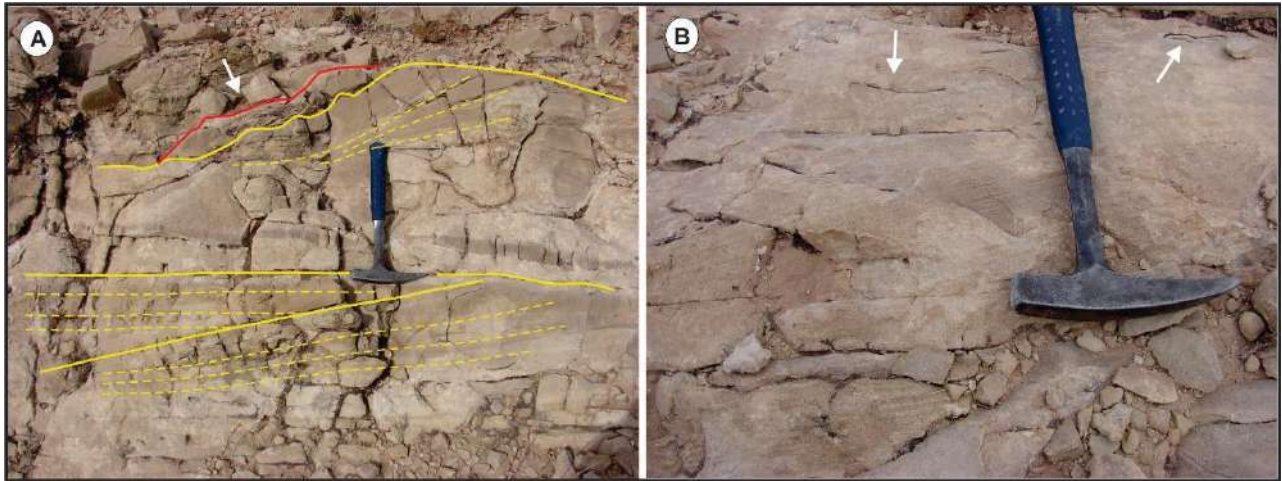


Figura 7.4. A. Formas de lecho con inclinaciones diferentes de los estratos. Se puede reconocer sobre la cara de deslizamiento, la superposición de ondulitas con direcciones opuestas de transporte (línea continua roja). **B.** Estructuras *flaser* remarcando la geometría de los estratos (Flechas blancas).

Interpretación:

Estas geometrías han sido descritas, tradicionalmente, como producto de la preservación completa de formas de lecho del tipo de las dunas, haciendo énfasis sobre la naturaleza tangencial de las terminaciones tanto hacia abajo como hacia arriba de cada conjunto o *set* de laminación o estratificación cruzada (Harms et al., 1975, Arnott y Southard, 1990). No obstante, el nombre “estratificación cruzada sigmoidal”, ha sido muy utilizado para indicar un tipo particular de productos sedimentarios íntimamente vinculados con actividad de mareas. Esto se basa en el hecho de que dichas geometrías están particularmente remarcadas por pequeñas capas delgadas pelíticas, también descritas o interpretadas como cubiertas de fango, que se interponen sistemáticamente entre láminas o bandas arenosas formando parte indisoluble de los sigmoides. Es, justamente, esta característica la que permite realzar dicha geometría que se caracteriza por las terminaciones tangenciales tanto hacia la base como hacia el tope, indicando la preservación completa de la amplitud de las ondas de arena que le dieron origen (Collinson y Thompson, 2006). Las alternancias sistemáticas entre *grainstones* oolíticos y las delgadas particiones calcáreas dentro de los conjuntos con estratificación cruzada en la Formación Yacoraite, son indicativas de diferentes capacidades tractivas de los sedimentos que forman estos depósitos y su alternancia con etapas de decantación. Dada la relación de tamaño de las formas de lecho (relación amplitud/extensión lateral de entre 1:10 a 1:100), el término general de megaóndulas y barras de arenas, en este caso predominantemente oolíticas, resulta apropiado para interpretarlas. Periódicos cambios en la velocidad y dirección de las corrientes asociadas a la actividad de mareas, es decir corrientes de flujo y de refluo (*flood-ebb tidal*) que ingresan y salen del sistema, transportan y depositan sedimentos de tamaño arena que alternan con materiales fangosos y producen estructuras sedimentarias diagnósticas del entorno mareal (Tinterri, 2011). Las fluctuaciones de las corrientes mareales coincidentes con un ciclo lunar, es decir un ciclo de sicigia-cuadratura (Kreisa y Moiola, 1986; Visser, 1980),

se reflejan en la estructura interna de sucesivas bandas con estratificación cruzada sigmoidal son generadas por la migración de formas de lecho de gran escala, denominadas *Tidal bundles* (Boersma, 1969; Terwindt, 1971). Estas estructuras se interpretan como el depósito resultante de una marea dominante (Visser, 1980), o directamente debido a los efectos de un flujo subordinado en relación con la profundidad del agua (Tinterri, 2011), en oposición a cuando desarrollan marcada bimodalidad, denominándose estratificaciones *herring-bone* o en espina de pez (Facies 6.3). Cuando los conjuntos (*sets*) se preservan en su totalidad, reflejando la amplitud real de las formas de lecho que le dieron origen (Nio et al., 1983), desarrollan geometrías sigmoidales (Kreisa y Moiola, 1986). Así mismo, las variaciones en los espesores medidos de las láminas inclinadas (resultantes de avalancha en las caras frontales de megaóndulas), son interpretadas como producto del cambio de la fuerza de las corrientes dominantes o subordinadas, ya sean de flujo o reflujos. La variación de los ángulos reconocidos internamente, sugieren que la migración de las formas de lecho puede estar influenciada por variaciones de la velocidad de las corrientes. Un incremento en la velocidad del flujo generaría una transición entre formas angulares a formas tangenciales, dependiente de la proporción del material puesto en suspensión *versus* el material que se deposita sobre la cara de avalancha de la duna (Kohsiek y Terwindt, 1981; Longhitano, 2011). La repetición cíclica de estas condiciones resulta en la alternancia de formas con terminaciones más acentuadas angulares y más tangenciales de los conjuntos y responden a ciclos mareales (Chiarella, 2012). A su vez, superficies con bajo ángulo truncando conjuntos de láminas frontales pueden interpretarse como superficies de reactivación (Klein 1970; Dalrymple et al., 1978). Es decir, superficies de interrupción con suave erosión que caracterizan los momentos de mayor intensidad de las corrientes subordinadas durante los lapsos de sicigia. Las superficies de reactivación pueden estar relacionadas con el ciclo de flujo y reflujos (superficie de reactivación bidireccional), así como con la variación de la marea viva y muerta (superficie de reactivación unidireccional) con un patrón de erosión ondulado (Mowbray y Visser 1984; Nio y Yang, 1991). Asimismo, en casos de asimetría de las mareas pueden desarrollarse conjuntos de laminación cruzada con inclinación opuesta a la megaestratificación cruzada dominante. Estos pueden interpretarse como ondulitas "ascendentes" (*ascending ripples* o *climbing ripples*, en el sentido de Allen, 1971, 1973), y se disponen formando conjuntos laminados a reversa sobre la cara de deslizamiento principal, debidos a la acción de una corriente subordinada (van den Berg et al., 2007). Estructuras similares como *crinckled laminations*, han sido descritas por Boersma y Terwindt (1981), quienes atribuyen su formación a velocidades de corrientes muy bajas al inicio de una corriente dominante, luego de los momentos de quietud, entre marea entrante y saliente.

En relación con las cubiertas calcipelíticas (particiones calcáreas fangosas, preferencialmente preservados hacia la base de los conjuntos), son indicativas de decantación en momentos de quietud (*lack period*) y reversión del sistema mareal que se acentúan cuando la amplitud de mareas resulta menor, como sucede durante la cuadratura. En consecuencia, estas particiones poseen mayor o menor separación entre sí y se preservan con mayor espesor relativo hacia la base de los conjuntos estratificados, mientras que normalmente son eliminados por la erosión subsecuente durante la reversión del flujo. Como consecuencia de esto último, a veces quedan preservadas particiones de intraclastos pelíticos, ocasionalmente imbricados. Estas estructuras son comunes particularmente en sistemas estuarinos y engolfamientos con gran disponibilidad de materiales finos y micríticos en suspensión.

F3: Facies de calcarenitas oolíticas con estratificación bimodal bipolar

Descripción:

Consisten en *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos con núcleos bioclásticos, *grainstones* oolíticos con ooides rotos, *grainstones* oolíticos-peloidales arenosos y *grainstones-rudstones* oolíticos-intraclásticos, con abundantes granos de cuarzo y bien seleccionados, de granulometría arena media-fina que yacen en conjuntos con espesores individuales de ~10 cm con estratificación cruzada de tipo bimodal bipolar (estratificación *herring-bone*, en espina de pez o hueso de arenque) o de arenque con vergencias opuestas (~180°) o divergentes (Fig. 7.5. A-D). Internamente, los sets pueden revelar alguna tendencia granodecreciente, pero generalmente ocurren con intercalaciones de grano fino. Las direcciones de paleocorrientes dominantes son N-S, aunque el sentido predominante de los sets de mayor envergadura es hacia el NO. Los ángulos de reposo de la laminación cruzada tangencial de ambos conjuntos están por encima de los 20° y separados por una superficie horizontal no erosiva. Ambos conjuntos pueden tener espesor similar o diferente (Fig. 7.5. C-F).

Resaltan como rasgo diagnóstico en los niveles inferiores y medios de las secciones del Espinazo del Diablo, Yavi y Callegua formando cuerpos tabulares delgados a lenticulares de hasta 0.5 m de espesor, con continuidad lateral de algunos metros. Generalmente, se hallan intercaladas con las calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada planar tabular, en artesas (F.1) y sigmoidal (F. 2).

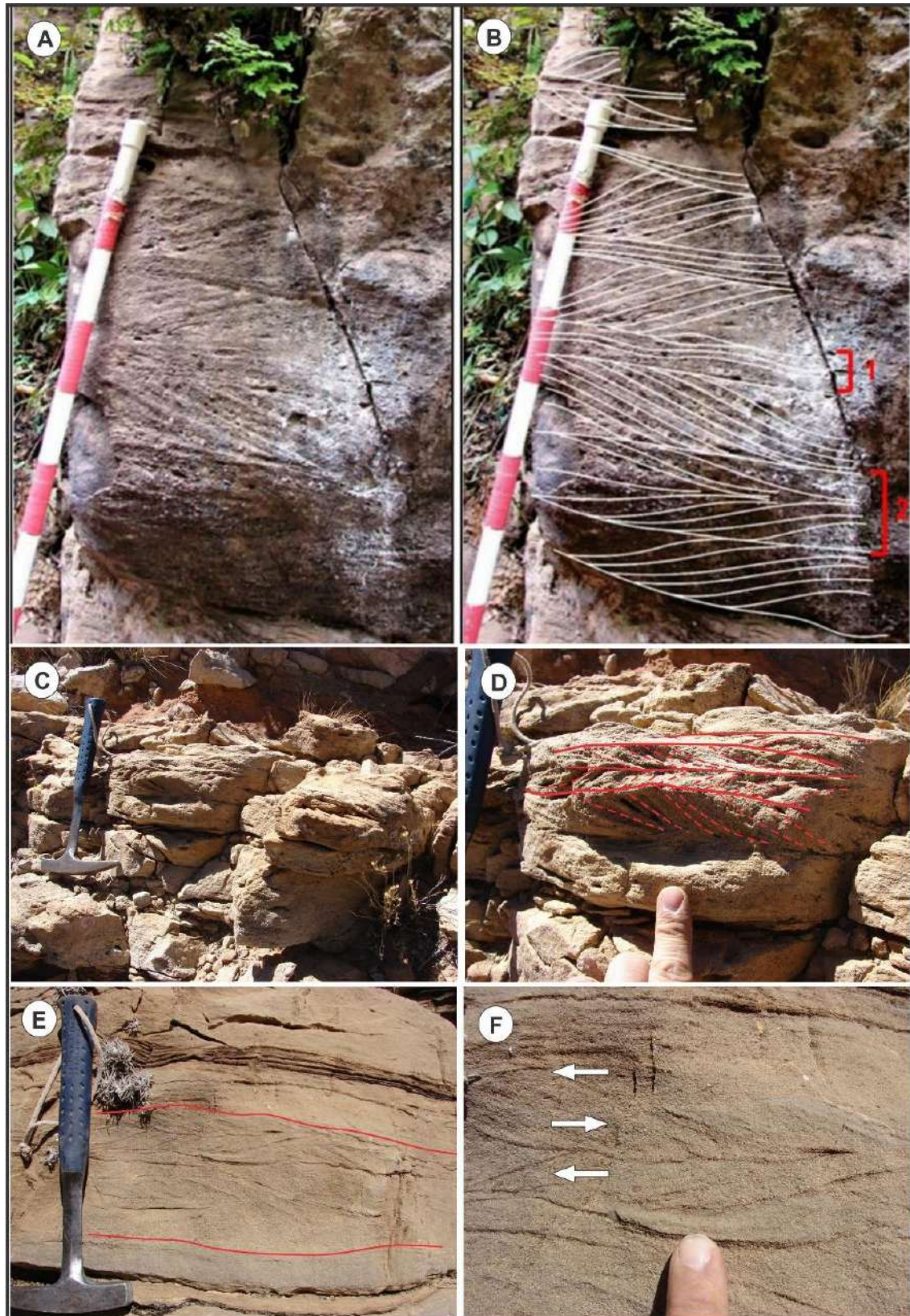


Figura 7.5 A y B. Calcarenitas oolíticas con estratificación *herring-bone* en la sección de Calilegua (NE subcuenca Tres Cruces), formando barras de arenas oolíticas. Se distinguen al menos cinco sets separados por superficies de reactivación o de erosión. Algunas de estas superficies de reactivación están modificadas por ondulitas de oleaje o corrientes (corchete 1). Los sets están formados por estratificación cruzada tabular, algunas de estas formando sigmoides muy bien definidos y estratificación cruzada bimodal tipo *herring-bone* (corchete 2). **C.** Calcarenitas oolíticas con estratificación bimodal de tipo *herring-bone* observada en la

sección del espinazo del Diablo. **D.** Detalle de C remarcando la bimodalidad de la laminación a 180°. **E.** Apilamiento de sets de calcarenitas oolíticas con estratificación *herring-bone* en la sección de Yavi. De abajo hacia arriba: capas con laminación paralela gruesa, estratificación cruzada bimodal-bipolar *herring-bone* (líneas rojas) y hacia arriba grada a laminación paralela con algunas particiones pelíticas en el tope. **F.** Detalle de E. Los sets muestran claramente direcciones opuestas de migración de las formas de lecho (flechas blancas). De izquierda a derecha se reconoce un cambio en las terminaciones de las láminas, pasando de tangenciales a sigmoidales.

Interpretación:

Las estructuras *herring-bone* han sido reconocidas en varias secciones de la Formación Yacoraite. Son interpretadas como estratificación cruzada derivada de meso formas de lecho (dunas) formadas por reversión de corrientes debido al flujo y refluo, asociadas con actividad de mareas. Se desarrollan particularmente bien en flujos canalizados con buena provisión de sedimentos (Reineck and Singh, 1980; van del Berg et al., 2007). Si bien, no son un rasgo dominante en la Formación Yacoraite, la bimodalidad de las paleocorrientes puede verificarse en el apilamiento vertical de las estructuras que presentan en los perfiles longitudinales donde los conjuntos revierten su sentido de avance en $\sim 180^\circ$ (Klein y Beukes, 1989). La estratificación cruzada bimodal normalmente refleja cierta simetría de las mareas, hecho que es poco común dado que en los sectores internos de los estuarios las mareas de ingreso son más intensas que las de egreso y esto produce una cierta asimetría en las estructuras resultantes (Allen, 1991). Por el contrario, en los sectores fluviales influenciados por mareas la asimetría suele ser inversa, producto de la mayor intensidad de la corriente saliente asociada con el efecto de endicamiento por mareas (van del Berg et al., 2007). Tapices pelíticos ausentes o sólo preservados en la base de algunos conjuntos indican un dominio de la erosión y el transporte de arenas. El bajo potencial de preservación del material fino en ambientes de agitación relativamente constante explica que éste sólo se observe en los valles de las ondulaciones, mientras el resto de la capa de decantación, depositada en las crestas y dorsos, normalmente es erosionada en el siguiente período de agitación del fondo.

F4: Facies de calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas

Descripción:

Constituida por *grainstones* oolíticos-bioclásticos arenosos y *rudstones* bioclásticos de grano medio a grueso con mala a moderada selección (Fig. 7.6. A). Son niveles con geometría tabular, con bases y techos planos a ondulados con espesores que varían entre 0.5 y 0.7 m (Fig. 7.6. A y B). Internamente, dentro de las capas se observa estratificación cruzada y gradación normal (Fig. 7.6. C y D). Muestran continuidad a lo largo de decenas de metros y están intercalados con calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada, calizas heterolíticas laminadas, estromatolitos tipo 1 (estromatolitos planares a crenulados) y areniscas calcáreas. En las partes medias y superiores de la Formación Yacoraite, pueden estar interdigitados con la

facies de estromatolitos tipo 2 y 3 (estromatolitos dómicos aislados y estromatolitos dómicos coalescentes), donde generalmente constituyen el relleno interdómico o las láminas granulares (Fig. 7.6. B-D, G y H). Además de los bioclastos, se observan ooides, intraclastos y material silicoclástico (en su mayoría, granos de cuarzo tamaño arena). Hacia la base de algunos conjuntos, los intraclastos alcanzan tamaños de hasta 3 cm de largo (Fig. 7.6. D).

Los bioclastos que constituyen las calcarenitas, presentan una composición taxonómica politépica, es decir, incluyen ostrácodos, bivalvos y gastrópodos, con diferentes porcentajes de concentraciones. En general, los bioclastos son concordantes a los planos de estratificación y en ocasiones están claramente orientados, mientras que en otros casos no se ha observado una orientación preferencial (Fig. 7.6. C y D). De acuerdo al rango de tamaños que tienen los distintos tipos de bioclastos presentes (~0.5 mm a 1.5 cm), estos muestran una distribución polimodal. La mayoría de los bioclastos exhiben diferentes grados de desarticulación, fragmentación y abrasión (Fig. 7.6. G y H).

Constituye una facies mejor representada hacia los niveles basales de la Formación Yacoraite donde está formada por capas ricas en bivalvos, mientras que, hacia las porciones media y superior de la unidad, se encuentran abundantes ostrácodos y gastrópodos de variado tamaño; estos últimos pueden superar el centímetro.

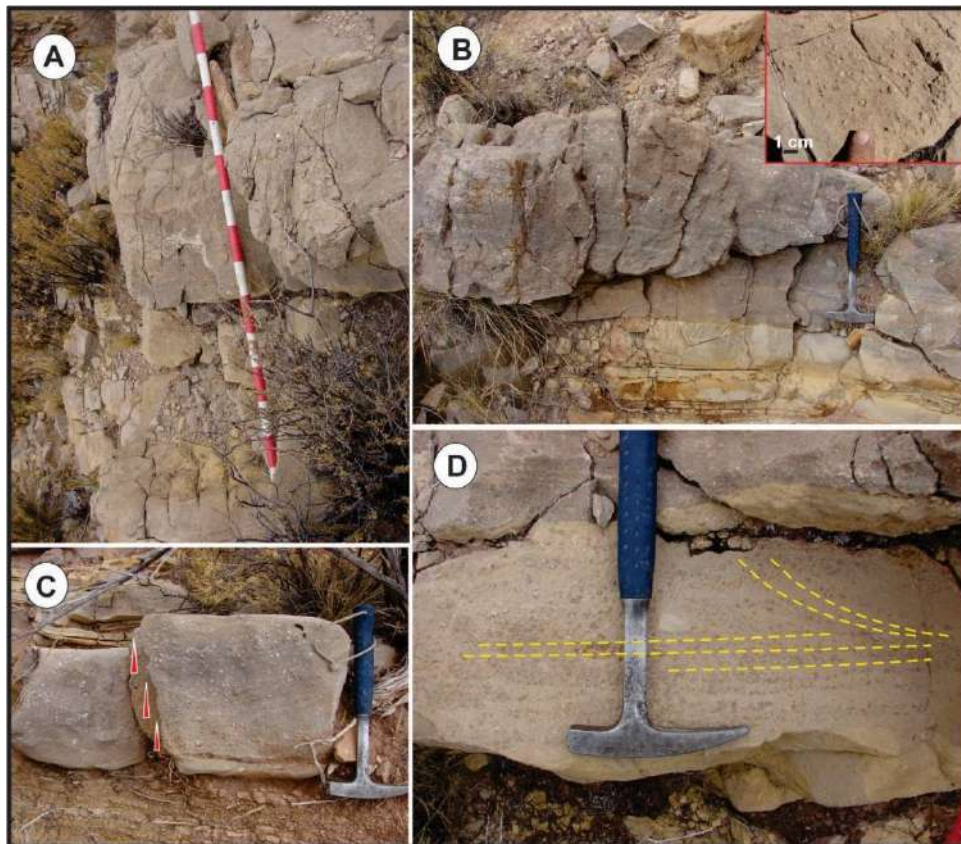


Figura 7.6. A. Niveles tabulares de calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas mostrando buena continuidad lateral. Largo de la vara de Jacob: 1.5 m. B. Detalle de las capas ricas en bioclastos (gastrópodos y ostrácodos), alineados siguiendo los planos de

estratificación. El recuadro rojo muestra los grandes gastrópodos (~1 cm) sobre la superficie de un plano. **C.** Sets con estratificación cruzada y gradación normal, intercalados con calizas heterolíticas laminadas. **D.** Nivel rico en gastrópodos con estratificación cruzada (líneas punteadas amarillas) y mala selección. Nótese los intraclastos de gran tamaño, hasta 3 cm.

Interpretación:

Para esta facies de amplia distribución en la Formación Yacoraite, se considera que la gradación normal que muestran los grainstones bioclásticos-oolíticos, se deben a corrientes de desaceleración, donde las partículas más gruesas (en este caso, mayormente bioclastos y escasos intraclastos) decantan primero sobre la base de las capas. La estratificación cruzada, revela que estos sedimentos se depositaron por procesos tractivos de flujos granulares (Collinson et al., 2006). En este sentido, podrían representar capas de tormenta acumuladas entre la base de oleaje de buen tiempo y la base de oleaje de tormenta, permitiendo así, la acumulación de bioclastos arrastrados por procesos tractivos de alta energía (Ginsburg y Hardie, 1975; Aigner, 1982; Kidwell et al., 1986; Pratt, 2010; Gomez y Astini, 2015). La diversidad de composición de bioclastos (Benedetto y Sanchez, 1972; Marquillas et al., 2005, 2007; Cónsole Gonella et al., 2012, 2017) indica varias fuentes relativamente próximas dentro de un entorno subácuo somero, cercano a la costa y alta energía por acción del oleaje. De acuerdo a la clasificación bioestratinómica de las concentraciones fosilíferas propuesta por Kidwell et al. (1986), los atributos tafonómicos descriptos caracterizan a un conjunto de origen sedimentológico o coquinas propiamente dichas. Corresponde a una acumulación de partes duras durante un periodo de sedimentación neta baja que origina la acumulación de especímenes autóctonos/parautóctonos, que han sido retrabajados en cierto grado, pero sin ser transportados fuera de su hábitat original. La preservación de los gastrópodos es variable, aunque los bajos índices de fragmentación y su baja selección de tamaño sugieren que el transporte lateral no fue importante o que tuvieron retrabajos episódicos (Aigner, 1982; Brett y Baird, 1986; Palma y Lanés, 2001). De acuerdo a los rasgos texturales que muestran los cementos, el relleno de los gastrópodos es del mismo material que la roca hospedante, lo que sugiere al menos un ciclo de exhumación y enterramiento, además de un entorno diagenético saturado en carbonatos, lo que posibilitó la rápida precipitación del cemento carbonático. Este proceso permitió mantener la estructura de las conchillas evitando su colapso por presión diferencial. El grado parcial de disolución química de algunas porciones de la conchilla puede deberse a variaciones locales del pH en etapas diagenéticas, posteriores al enterramiento definitivo.

F5: Facies de calciruditas bioclásticas masivas

Descripción:

Los *rudstones* bioclásticos, *floatstones* bioclásticos con gastrópodos y bivalvos presentan 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 de gastrópodos de gran porte (1 a 5 cm), con buena a moderada selección, inmersos en una matriz de granulometría media a gruesa (Fig. 7.7. A). Es común observar, en ciertos niveles, mayor concentración de conchillas de bivalvos, con un aspecto monotípico en su composición (Fig. 7.7. D, E). En estos casos, la acumulación de bivalvos muestra una amplia dispersión en las biofábricas, desde densamente empaquetadas (más del 70%) a dispersas (matriz-soporte, menos del 70%) formando diferentes patrones de apilamiento ('*cup in cup*' y anidadas) (Dunham, 1962; Kidwell et al., 1986; Kidwell y Holland, 1991). Por su parte, los gastrópodos contrastan con la matriz por sus tonalidades blanquecinas, aunque a veces tienen colores anaranjados (Fig. 7.7.A), resaltando su denso empaquetamiento (> 70 % de bioclastos). Se reconocen por sus secciones transversales y longitudinales presentando al menos dos morfologías de conchillas, planoespiraladas y trocónicas (o turriteladas) con un excelente grado de preservación (Fig. 7.7. A-C). Si bien, en la mayoría de los intervalos ricos en gastrópodos no se observa una orientación preferencial de los mismos siendo su distribución polimodal, en algunos casos puede observarse una tendencia general en un sentido de alineación dada su forma relativamente elongada con sus ápices dispuestos en sentidos contrarios (Fig. 7.7. B). Las cavidades internas de las conchillas están, en general, rellenas del mismo material que conforma la matriz. La matriz presenta colores que varían de gris claro a gris oscuro, con una granulometría media a gruesa constituida por ooides, fragmentos desarticulados de ostrácodos y peloides.

Esta facies ha sido identificada en los perfiles del Espinazo del Diablo, Hornocal y Siete Hermanos, asociada comúnmente a las facies de calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada y calcarenitas bioclásticas gradadas.

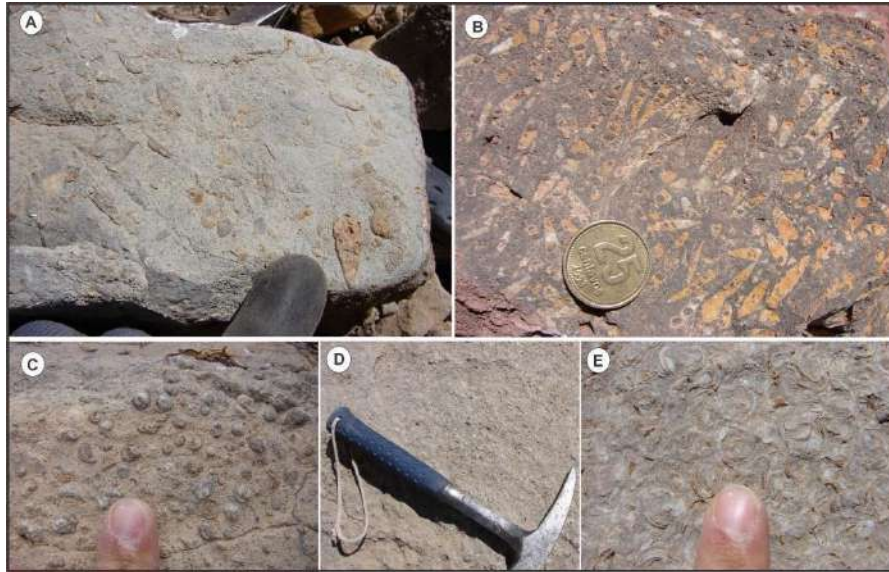


Figura 7.7. Aspecto general de la facies de calciruditas bioclásticas masivas. **A.** Los gastrópodos muestran una distribución aleatoria, algunos presentan porosidad intrapartícula, sección de Hornocal. **B.** los gastrópodos muestran un sentido general de orientación con sus ápices dispuestos en sentido contrario. **C.** Vista transversal con gastrópodos junto con escasas conchillas de bivalvos (hacia la derecha de la foto). Nótese que en todos los casos la matriz es de granulometría gruesa. B y C corresponden a la sección del Espinazo del Diablo. **D-E.** Niveles ricos en moluscos bivalvos formando diferentes patrones de apilamiento 'cup in cup' y anidadas.

Interpretación:

Las calciruditas bioclásticas masivas constituyen acumulaciones de origen sedimentológico (Kidwell, et al., 1986) o bien, coquinas. Se interpretan como depósitos generados por la oscilación de corrientes que ocurren comúnmente en zonas someras y de baja energía (Brett and Baird, 1986). La estructura masiva como la excelente preservación de los bioclastos, indican que esta facies se formó *in situ*, es decir que los organismos se acumularon próximos a su entorno natural o estuvieron poco tiempo siendo reabajados (Kidwell et al., 1986). A su vez, la composición taxonómica monotípica refleja altas tasas de colonización por parte de estos organismos en su ambiente de vida. Aunque la mayoría de los gastrópodos muestran una orientación aleatoria, existe una tendencia general en un sentido que puede ser interpretado como actividad de mareas ya que los ápices en estos bioclastos muestran sentidos contrarios. La recristalización observada principalmente a escala microscópica y la ocurrencia de estilolitos indican procesos de compactación química con disolución por presión durante la eo-mesodiagénesis (Flügel, 2004), mientras que las tonalidades naranjas indicarían reemplazos parciales por dolomita ferruginosa.

F6: Facies de calciruditas intraclásticas

Descripción:

Está formada por conglomerados intraclásticos tabulares a lenticulares de color gris pardo, constituidos predominantemente por acumulaciones de guijas y gujarros de *grainstones-rudstones* oolíticos-intraclásticos, *rudstones* intraclásticos micríticos mal seleccionados (véase detalle en párrafo siguiente) y mostrando variedades de fábrica entre organizadas y desorganizadas (en el sentido de Walker, 1978). En general, son clasto-sostén, pero ocasionalmente, gradan a matriz-sostén hacia el tope (Fig. 7.8. A). Los niveles (de hasta 0,5 m) presentan bases erosivas, a veces con marcadas acanaladuras y techos ondulados y tienen limitada continuidad lateral (extendiéndose entre menos del metro a decenas de metros). En ocasiones se trata de niveles compuestos donde se intercalan particiones calcareníticas y calcilutíticas de menor espesor. De manera localizada, se observaron estructuras irregulares en forma de “u” (*gutter & casts*) que se asocian con surcos lineales o con depresiones localizadas, subcirculares en planta (*pot-holes*), relativamente simétricas que concentran la fracción más gruesa hacia la base, con relleno compuesto resaltando notablemente del entorno de facies calcareníticas a más finas. En sección transversal a la máxima elongación, las acanaladuras presentan una relación ancho vs amplitud de aproximadamente 1:1, y formas generalmente simétricas. En el caso de las estructuras subcirculares sus dimensiones varían entre 10-20 cm de ancho y 20-30 cm de profundidad (Fig. 7.8. C-D) y a veces, se encuentran interconectadas por surcos lineales. Internamente, presentan gradación normal grosera finalizando con laminación cruzada de bajo ángulo. La matriz de esta facies está compuesta por calcarenitas ricas en ooides, ostrácodos, gastrópodos y peloides. Los *rudstones-floatstones* se intercalan con *grainstones* oolíticos con estratificación cruzada *hummocky* de bajo ángulo y con *grainstones* con laminación ondulítica (*ripple laminations*, sector inferior de la fig.7.8. A).

En una observación de detalle, fue posible discriminar diferentes tipos de intraclastos que conforman esta facies. Se identificaron los siguientes: (i) intraclastos delgados amarillentos de *mudstones-wackstones* dolomicríticos tipo *flat-pebbles* (Fig. 7.8. A y B), con tamaños que oscilan entre 1 a 6 cm, con bordes subredondeados a angulosos y caras relativamente planares, con laminación interna difusa, dispuestos de forma subparalela o imbricados; (ii) intraclastos grises a amarillentos de *grainstones* oolíticos-bioclásticos, con tamaños que varían entre 0,5 y 7 cm, de formas irregulares a subredondeados sin laminación interna y sin una orientación clara con respecto a la estratificación (Fig. 7.8. C-F). Estos, generalmente se encuentran relleno los *pot holes*. Por último, (iii) fragmentos de estromatolitos curvos o ligeramente planares, internamente laminados, con bordes angulosos a subredondeados y longitudes de entre 2 y 4 cm (Fig. 7.8. G y H). En general, las acumulaciones de intraclastos muestran estructuras gradadas laminadas y en algunos niveles se presentan con una marcada imbricación.

Se trata de una facies reconocida en todos los perfiles muestreados de la Formación Yacoraite. Particularmente visible en la columna de Espinazo del Diablo, Cerro Siete Hermanos y Hornocal.

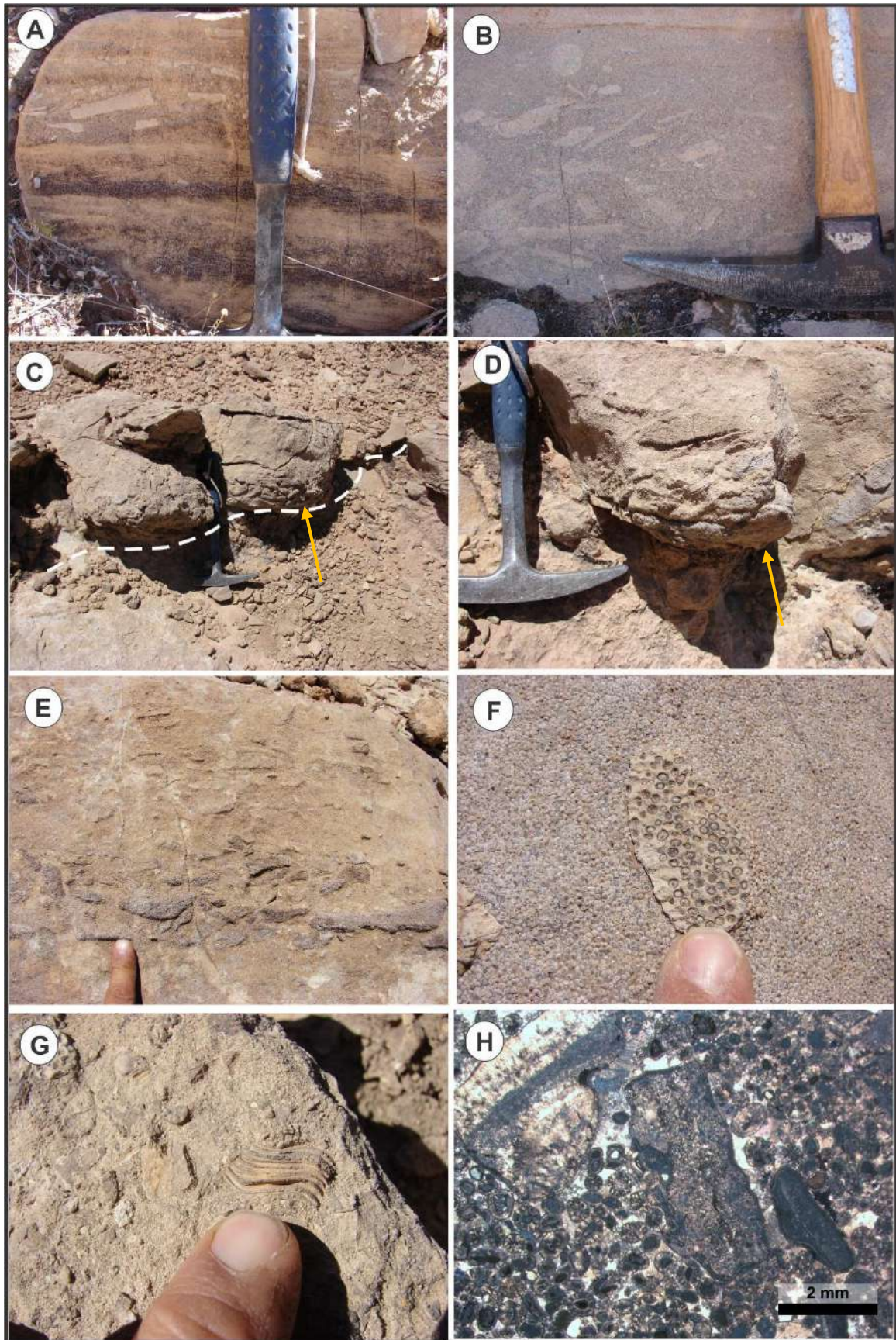


Fig. 7.8. Facies de calciruditas intraclásticas **A-B.** intraclastos tipo i, compuestos por *mudstones-wackstones* tipo *flat-pebbles*, algunos son subredondeados y se disponen paralelos a subparalelos a imbricados dentro de las capas. **C-D.** Intraclastos tipo ii,

compuestos por *grainstones* oolíticos bioclásticos grises y amarillentos. Los intraclastos se disponen hacia la base de estructuras tipo *gutter cast*, o bolsones (flechas amarillas). **E.** intraclastos mostrando una tendencia granodecreciente, algunos presentan una sutil imbricación. **F.** corte transversal mostrando un intraclasto tipo ii “flotando” dentro una calcarenita oolítica. **G** intraclastos de tipo iii, compuestos por fragmentos de estromatolitos curvos o ligeramente tabulares con bordes rectos a subredondeados. **H.** Microfotografía de rudstones intraclásticos donde se aprecian los fragmentos de estromatolitos tabulares de diferentes tamaños rodeados por ooides radiales y núcleos micríticos peloidales. El cemento ocluye la porosidad primaria y es de tipo esparítico blocoso.

Interpretación:

La presencia de niveles de calciruditas intraclásticas con bases erosivas serían indicativas de condiciones de mayor energía que pueden asociarse a episodios de tormentas y marcado reciclado. Como puede observarse en algunos intervalos de la sección del Espinazo del Diablo, algunas calciruditas intraclásticas constituyen el relleno de surcos erosivos de carácter muy incisivo con forma de U, los cuales se interpretan como producto de flujos helicoidales unidireccionales vigorosos afectando fondos semi consolidados bajo condiciones de alto régimen de flujo y carácter erosivo. Como producto de esto y asociados con el apilamiento costero que producen las tormentas huracanadas se generan variedades de marmitas naturales y surcos erosivos, respectivamente, durante las etapas de máxima energía y menguantes. En la literatura estas estructuras han sido descritas como *hollows* (Goldring, 1971; Goldring y Aigner, 1982) o *pot-holes* (Aigner, 1985; Myrow, 1992) y como *furrows* (Bridges, 1972) o *gutter & casts* (Whitaker, 1973; Aigner, 1985; Myrow, 1992). Varios orígenes han sido propuestos y discutidos en la literatura para estas estructuras (Aigner, 1985; Myrow, 1992, 1994; Astini y Waisfeld, 1995; Pérez-López, 2001) dado que pueden aparecer asociados a planicies mareales y ambientes de cara de playa. Los intraclastos acumulados en la base de estos canales podrían haber constituido elementos propios de la etapa erosiva rellenando, “trampas” naturales (Astini y Waisfeld, 1995). Los intraclastos acumulados en la base de los surcos representan verdaderas capas de tormenta en etapas de flujos menguantes, y los niveles clasto-sostén representan verdaderos *lags* (depósitos residuales). Los rellenos de surcos y marmitas acumulan y preservan preferencialmente las granulometrías más gruesas, tratándose de depresiones negativas que quedan al abrigo de posteriores momentos de alta energía. Así mismo, mientras que los niveles gradados normales representan un único evento, los niveles con relleno compuesto representan multieventos. Estas estructuras sedimentarias no han sido registradas previamente para la Formación Yacoraite y tienen un significado sedimentológico indicador, por cuanto solo se forman bajo circunstancias excepcionales en donde el sistema sedimentario queda sujeto a erosión. El redondeamiento relativo que muestran los distintos tipos de clastos descritos permite interpretarlos como de origen parautóctono en el sentido de Kidwell (1988, 1991) y Kidwell et al. (1986), mientras que el grado de organización interno (imbricación) depende de la intensidad y persistencia de las corrientes. El ambiente de sedimentación es, sin embargo, metodológicamente definido en esta tesis a partir de las asociaciones de facies (para más detalle ver capítulo

8). El hecho de que las composiciones de intraclastos incluyan variedades de litofacies someras implica que su formación habría ocurrido en proximidad a líneas de costa.

F7: Facies de brechas calcáreas

Esta facies constituye un litotipo bastante diverso dentro de la sucesión carbonática de la Formación Yacoraité y del análisis de detalle, surgió la necesidad de separar diferentes subfacies (F7a, F7b y F7c). En comparación con las calciruditas intraclásticas, las brechas son más escasas y su distribución dentro de los perfiles es más localizado (Fig. 7.9.A). Sin embargo, se trata de texturas diagnósticas. Siguiendo la clasificaciones propuestas por Richter y Füchtbauer (1981) y Morrow (1982), los criterios para subdividir los diferentes tipos de brechas son: a) aquellos vinculados con las características de los fragmentos (formas, tamaños, selección y composición), b) aquellos relacionados con el conjunto granular (*groundmass*) (p.e., grado de encaje o *fit*), c) aquellos relacionados con la estructura interna de las brechas (gradaciones, ordenamientos, etc.), d) sus relaciones geométricas y estratigráficas con el entorno, y e) al grado de brechamiento interno (simple, progresivo o múltiple). A estos criterios, pueden agregarse tipos y proporciones de cemento que resultan diagnósticos para determinar varios procesos particulares y, en el último caso, indicadores de las condiciones reológicas a la hora de generarse (dúctiles versus frágiles).

En general, las facies de brechas calcáreas son significativas en las secciones de Yavi, Hornocal y Espinazo del Diablo.

F7a: Subfacies de brechas superficiales con buen grado de encaje

Descripción:

Se trata de brechas dispuestas en niveles irregulares delgados (espesores máximos de hasta 10 cm) a muy delgados que se desarrollan al tope de otras facies (Fig. 7.9. A) y se caracterizan por el cambio de coloración con respecto a las facies sobre las que apoyan y su composición de clastos monomítica. En general, tienen tonalidades amarillentas o abigarradas (grises parduzcos amarillentos a ocre) y su definición aumenta hacia el tope, donde desarrollan contactos netos irregulares, a veces con bloques sobresaliendo unos centímetros del resto de la superficie (efectos de protrusión). En ocasiones, las superficies del tope suelen presentar colores ocre a rojizas (Fig. 7.9. B). Hacia la base los contactos con otras facies parecen graduales, no desarrollando contactos netos. Vistas en planta, representan parches y tienen continuidad lateral limitada. Se componen de fragmentos muy angulosos,

en general planares e irregulares, con geometrías pentagonales y bordes rectos y curvos. Se caracterizan por desarrollar fábricas con marcado empaquetamiento y buen encaje entre los fragmentos que tienen bordes rectos o curvos (cóncavos o convexos) con contactos lineales y planares entre sí. Los tamaños de clastos varían entre 1 a 15 cm y, si bien son monomícticos de acuerdo con su composición (es decir, compuestos por una única litología en general), pueden ser **a)** de fragmentos de *grainstones* oolíticos-bioclásticos (iguales a los de la facies de calcarenitas oolíticas en general), **b)** de fragmentos de estromatolitos (*boundstones* laminados), o **c)** de variedades de calizas de grano fino, predominantemente micríticas (*mudstones* y margas). Estas tres variedades se desarrollan en contacto íntimo sobre facies progenitoras; es decir, que apoyan sobre litofacies de igual composición, pero sin estar afectadas por fragmentación o brechamiento.

En el caso de aquellos formados por *grainstones* oolíticos, se observan desde patrones superficiales poliédricos (pentagonales o hexagonales) algo afectados por disolución hasta patrones de oquedades e irregularidades con diversidad morfológica. Los espacios entre “intraclastos” se encuentran bien cementados y, a veces, contienen ooides sueltos, afectados por disolución parcial (texturas móldicas) o reemplazados parcialmente por sílice microcristalina. A su vez, las brechas formadas por fragmentos de estromatolitos (internamente bien laminados) apoyan sobre niveles estromatolíticos planares, ondulados o se disponen entre domos o cabezas estromatolíticas con evidentes patrones poligonizados (de grietas con juntas de entre 90° y 120°, mejor definidas en la cúspide. Estas brechas desarrollan algunos centímetros de espesor y se acumulan preferencialmente en depresiones o topografías deprimidas del sustrato. En tanto, las brechas compuestas predominantemente de clastos de calcipelitas pueden ser clasto-sostén o tener abundante matriz granular (generalmente, ooides) entre los fragmentos planares y angulosos que, comúnmente se encuentran imbricados. Estos últimos, se asocian sistemáticamente con cubiertas de fango y particiones micríticas delgadas y muy delgadas afectadas por agrietamiento a las que reemplazan lateralmente.

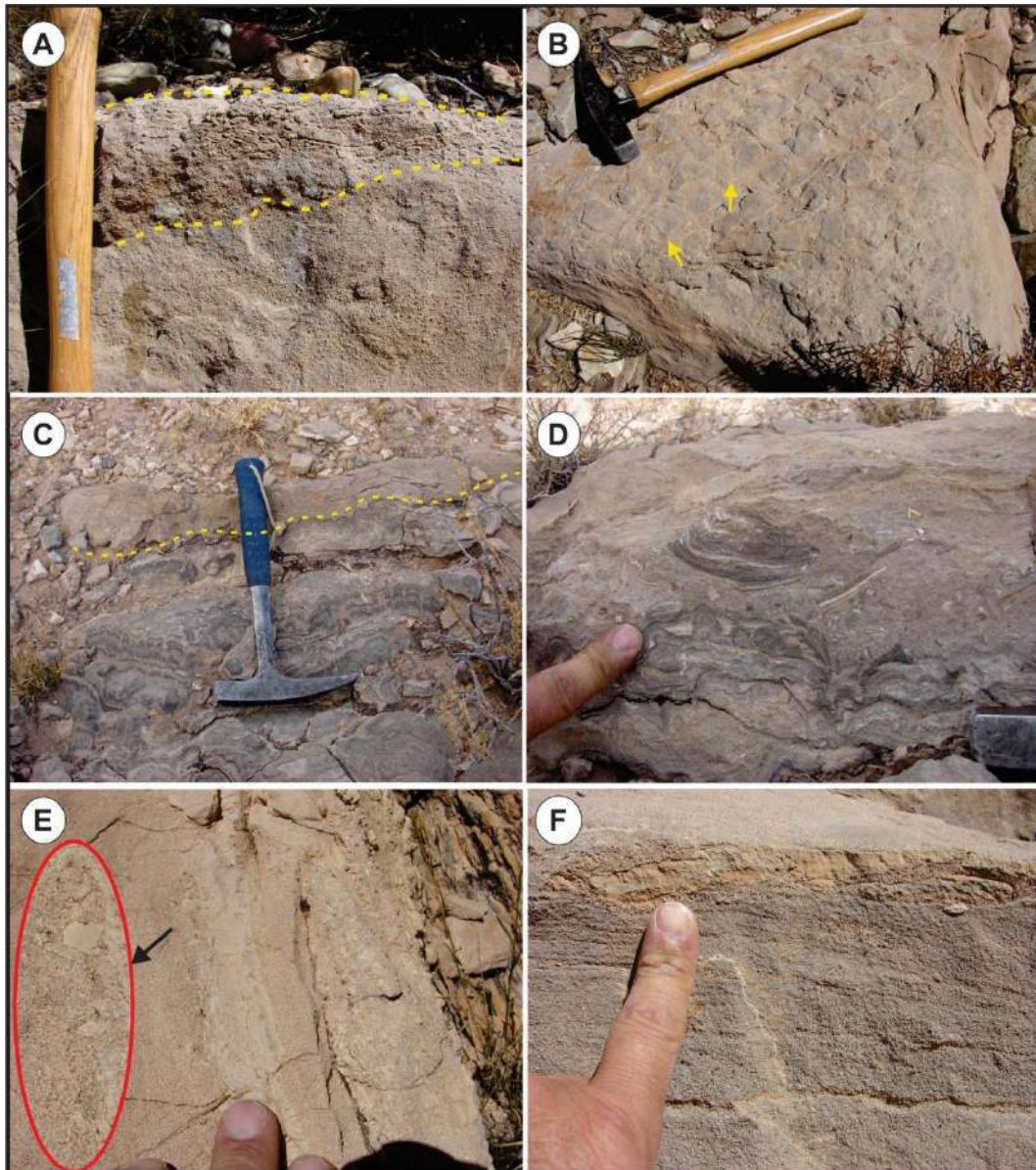


Figura 7.9. Subfacies de brechas calcáreas con buen grado de encaje. **A.** Niveles de brechas calcáreas delgadas e irregulares formados por clastos monomícticos de *grainstones* oolíticos-bioclásticos. Hacia la base los contactos con otras facies son graduales, no desarrollando contactos netos (líneas de punto amarillas). **B.** Los clastos muestran buen grado de empaquetamiento y son subredondeados con algunas aristas angulosas (flechas amarillas). Las superficies del tope presentan colores ocre a rojizas, evidenciando algún grado de meteorización. **C.** Nivel brechado por encima de estromatolitos tabulares. El contacto entre ambas facies es muy irregular (línea amarilla de puntos). **D.** fragmentos de estromatolitos formados a partir de la misma litología infrayacente, indicando un brechamiento *insitu*. **E.** Brechas constituidas por clastos calcipelíticos mostrando una fragmentación incipiente y prácticamente sin transporte dado la angulosidad de los clastos. Ver detalle dentro del círculo rojo. **F.** clastos calcipelíticos hacia el tope de una calcarenita oolítica con estratificación cruzada Martillo 33 cm.

Interpretación:

El buen grado de encaje junto al hecho de que la composición es monomíctica y tiene plena identidad con los sustratos sobre los que apoya indican que se trata de productos de fragmentación *in situ*, por combinación de procesos físicos y químicos. Este tipo de brechamientos se interpretan fundamentalmente como productos de exposición subaérea, aunque en parte pueden representar

redepósitos locales (autóctonos a para autóctonos), productos de removilización a partir de arranque y muy limitado transporte por tracción o hidropulso. En el caso de las superficies brechadas que se desarrollan gradualmente sobre *grainstones* se interpretan como productos de brechamiento *in situ*, por exposición, fragmentación física (poligonación) y disolución temprana, capaz de generar superficies irregulares y morfologías microkársticas con reprecipitación de cementos. Esto explica la composición monomictica y el grado de encaje que implican, junto a su limitado espesor, que el proceso de exposición subaérea fue limitado, pero alcanzó a afectar superficialmente a los depósitos, con el consiguiente cambio de color, oxidación superficial y disolución temprano-diagenética. La sutil diversidad notada en este tipo de brechas indicaría que fueron afectadas, en grado variable, por disolución de carbonatos a partir de fluidos subsaturados y descendentes asociados con efectos meteóricos y vadosos. La infiltración del agua probablemente fue ayudada por fracturas preexistentes, asociadas con desecación e insolación que inducen fracturamiento superficial y habrían contribuido a mejorar las superficies microkársticas.

Las brechas formadas por fragmentos de estromatolitos son, asimismo, productos locales de exposición, pero, salvo las ubicadas en cúpulas de domos estromatolíticos poligonizadas, en general, incorporan matrices arenosas, indicando que se trataría de materiales con algo de transporte y mezcla. Lo mismo ocurre con las brechas de intraclastos micríticos que se asocian con tapices de fango expuestos a desecación y afectados por transporte local. Estas brechas con alto grado de encaje representan un estadio de ruptura quasi *in situ* (*fitted breccias* de Richter y Füchtbauer, 1981, o *mosaic breccias* de Morrow, 1982), generándose a partir de exposición y fracturación frágil de sustratos previamente rigidizados por cementación temprana (en el caso de *beachrocks*, por ejemplo) o por consolidación prematura (en el caso de grietas de desecación). Varios autores han sugerido eventuales procesos eodiagenéticos relacionados con exposición subaérea más o menos prolongada para explicar brechas similares (Meyers, 1988; Knight y James, 1991; Erlick, 1995). Asimismo, Strasser (1988), Charcosset et al. (2000) y Yilmaz y Altiner (2005) describieron niveles de brechas superficiales en los topes de ciclos perimareales del Jurásico y Cretácico, que comparten notables similitudes con las aquí analizadas. Procesos de disolución epikársticos de naturaleza superficial han sido analizados por varios autores (Ginsburg et al., 1977; Smosna y Warshauer, 1981; James y Choquette, 1988; Kerans, 1993; Demicco y Hardie, 1994; Loucks, 1999; Charcosset et al., 2000; Yilmaz y Altiner, 2005; entre otros), resultando una evidencia contundente para sostener procesos de emersión significativa, aunque no pueda presuponerse el tiempo que llevaron desarrollarse, debido a que este tipo de procesos superficiales pueden ocurrir a diferente velocidad, dependiendo de la agresividad del fenómeno kárstico, dependiente a su vez de condiciones climáticas y del depósito afectado. Pueden, asimismo, estar asociados o no a rasgos de calcretización (véase Síntesis sobre características texturales de calcretes y pedogénesis en Plaziat y Freytet, 1978; Freytet, 1984; Freytet y Verrecchia, 2002; Mazzullo y Birdwell, 1989;

Wright, 1990, 2007; Alonso-Zarza, 2003; Zhou y Chafetz, 2009; Alonso-Zarza y Wright, 2010; entre otros) que indicarían tiempos mayores de emersión e interrupciones más prolongadas.

F7b: Subfacies de brechas organizadas

Descripción:

Se trata de acumulaciones lenticulares a intermedias con espesores delgados a medianos y contactos basales netos planares u ondulados y escasa continuidad lateral en afloramientos. Estas brechas son, desde el punto de vista composicional, polimícticas o, al menos, de composiciones algo más variadas que las de la Subfacies anterior (Fig. 7.10. A). Los clastos son, en general, planares y con formas entre angulosas y subangulosas y, sobre todo, muestran aristas subredondeadas formados por fragmentos de estromatolitos, *grainstones* oolíticos y *mudstones* (Fig. 7.10. A y B). Las fábricas dominantes en esta subfacies varían entre clasto-sostén y matriz-sostén y en ambos casos, el material intersticial es predominantemente granular arenoso; es decir compuesto por aloquímicos diversos (con hasta 5-10% de silicoclásticos) y cementados por calcita. Tienen mejor selección que las brechas del subtipo (a) con distribución granulométrica polimodal y bimodal; en este último caso, con matrices arenosas (Fig. 7.10 C). Los tamaños de clastos varían entre 1-15 cm y pueden tener contactos lineales o puntuales. Las matrices arenosas contienen cemento esparítico intersticial. Estas brechas presentan mejor ordenamiento interno que las brechas de las subfacies (a) y (c). Pueden incluir agrupamientos en torno a clastos de mayor tamaño, disposiciones elongadas y, localmente, conjuntos imbricados. Excepcionalmente, los planos AB se disponen con muy alto ángulo con respecto a la estratificación ($>45^\circ$) o se disponen en abanico hacia arriba y abajo con respecto a la estratificación. Este tipo de brechas, en ocasiones grada a facies calcareníticas con colas de gruesos.

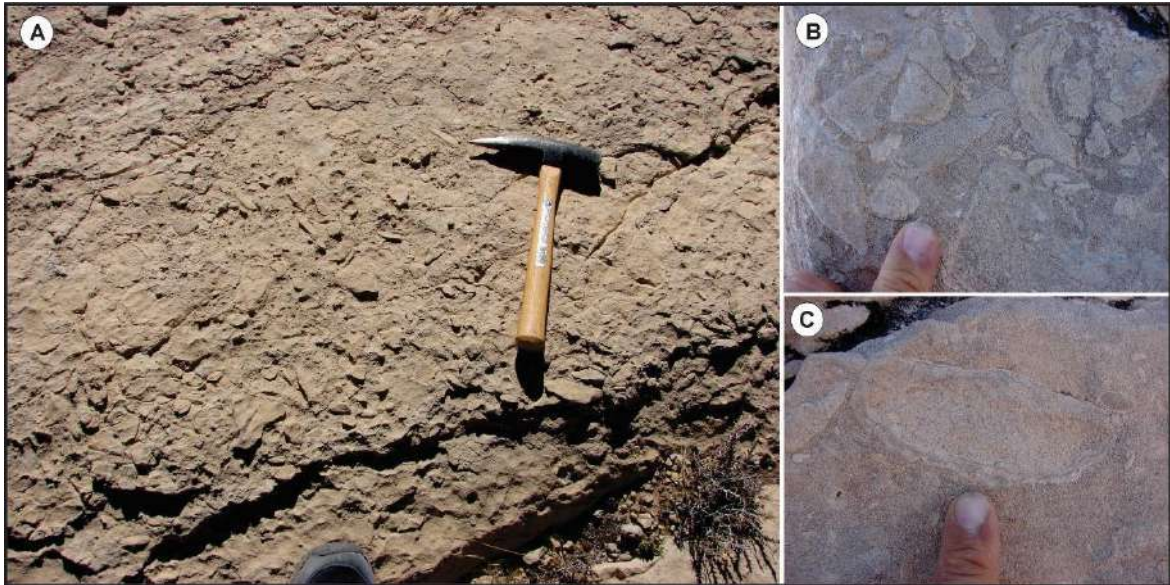


Figura 7.10. Subfacies de brechas organizadas. **A.** Vista en planta de una superficie brechada, con clastos polimícticos. **B.** Clastos de diversos tamaños con bordes subredondeados a muy angulosos, formados por fragmentos de estromatolitos, *grainstones* oolíticos, y *mudstones*. La matriz es granular formada por ooides y bioclastos. **C.** Detalle de un clasto de *grainstone* recubierto por laminas crenuladas de estromatolitos. Se observa los contactos puntuales entre clastos y la matriz oolítica, de grano grueso.

Interpretación:

Se interpretan como brechas que resultan de erosión y ruptura, acumulados a cierta proximidad en relación con su procedencia; esto es de carácter para-autóctono. Como sus rasgos texturales lo indican (e.g., cierto redondeamiento de aristas) el transporte de los fragmentos fue limitado, y posiblemente se asocie con eventos de redepósitos (e.g., a partir de tormentas). Por esta razón, siempre este tipo de brechas tiene un contacto neto en la base y ocasionalmente gradan a depósitos más finos o en los que las proporciones de clastos disminuyen a manera de colas de gruesos en una matriz calcarenítica (Demiccio y Hardie, 1994).

F7c: Subfacies de brechas irregulares

Descripción:

Se trata de brechas muy mal seleccionadas, geométricamente muy irregulares, con distribución muy localizada y que, en gran medida, cortan a otros depósitos bien estratificados. Los contactos con el hospedante son siempre netos, planares o irregulares y comúnmente se disponen en ángulos altos con respecto a la estratificación incluso a 90°. Ocasionalmente, lucen como fracturas abiertas con paredes irregulares y otras veces se disponen a manera de bolsones irregulares o desarrollando diseños en budines con estrangulamientos locales. Los componentes son en general monomícticos formados por *grainstones* oolíticos, bien angulosos y tienen una diversidad de tamaños (muy mala selección), mostrando diversos procesos de granulación y fragmentación progresiva. Los contactos son en general puntuales y no muestran

un alto empaquetamiento. Las matrices pueden tener algunos componentes aloquímicos primarios; sin embargo, predominan los fragmentos de litologías parcial a totalmente cementadas. Normalmente, los tamaños de clastos no superan los 10 cm, pero en algunos parches irregulares pueden alcanzar hasta 25-30 cm.

Interpretación:

Se interpretan como brechas hidráulicas, fundamentalmente a partir de las relaciones de corte, de su notable irregularidad geométrica y de la ausencia de continuidad lateral. La muy mala selección y las notables disminuciones granulométricas de componentes son también consistentes con procesos de brechamiento hidráulico, asociado con fragmentación mecánica de litologías frágiles, ya cementadas, por sobrepresurización. La falta de encaje y cambios granulométricos implican procesos de licuefacción y fluidización motivados por el corte y ruptura de estratos consolidados y cementados que facilitan el proceso de brechamiento. Su vinculación con estructuras plegadas puede ser un indicio de procesos de sismicidad afectando a la sucesión durante su eodiagénesis.

F8: Facies con estratificación heterolítica

Descripción:

Consiste en niveles finamente bandeados formados por distintas proporciones entre *grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos, *grainstones* peloidales de grano fino y *packstones* laminados a crenulados bioclásticos y calcipelitas bioclásticas-peloidales marrones a negras (*mudstones-wackstones* laminados bioclásticos, *mudstones* laminados) que alcanzan espesores totales de hasta 1,5 m (Fig. 7.11. A). En ocasiones, están presentes intercalaciones de láminas finas microcrenuladas de biolaminitos (F9a, ver facies de estromatolitos para mayor detalle) (Fig. 7.11.B). Los contactos de base y techo de las capas son netos, rectos a veces ondulados. La laminación interna incluye laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, así como estratificación cruzada hummocky submilimétrica (Figs. 7.11.A y 7.12. A). También es posible reconocer en algunos niveles calcareníticos, bidireccionalidad entre láminas, dada la bimodalidad de sets laminados consecutivos. Como rasgo secundario, los estratos delgados y muy delgados muestran rasgos en forma de "V" con amplitud de hasta 10 cm y anchos variables en el orden del centímetro. Los rellenos son homogéneos, no se observa estratificación interna dentro de la grieta y están compuestos por calcarenitas ricas en ooides y peloides junto a cementos esparíticos que atraviesan una o varias láminas (Fig. 7.11.C-D). Cuando se ven en la superficie de estratificación, estos rasgos forman intersecciones más o menos ortogonales,

algunas de las cuales forman poligonales completas e incompletas. Ocasionalmente dentro de los polígonos mayores se observa superposición de grietas menores. La continuidad lateral de las superficies agrietadas es significativa y pueden seguirse por decenas de metros (Fig. 7.11. F-G). Ocasionalmente, muestran patrones curvilíneos y en forma de estrellas (Fig. 7.11.F). En la sección de Calilegua, algunas de estos tabiques verticales se encuentran deformados formando pliegues ptigmáticos dentro de una capa (Fig. 7.11.E). También se reconocen tubos verticales sobreimpuestos muchas veces sobre la superficie poligonizada, que corresponden al tipo *Skolitos* (Fig. 7.11. G), los mismos en corte transversal se encuentran interrumpiendo la laminación.

Dentro de esta facies, se han podido reconocer muy bien las estratificaciones *flaser*, lenticulares y onduladas (*wavy*) (Fig. 7.12), siendo muy características y mostrando variaciones entre una y otra de acuerdo a su relación de arena/fango como originalmente fuera propuesto por Reineck (1960) y Reineck y Wunderlich (1968). Siguiendo el diagrama de clasificación en Reineck and Singh (1980) (Fig. 7.12), se identificaron las siguientes estructuras: (a) estratificación cruzada con *flasers*: los conjuntos con estratificación cruzada de calcarenitas oolíticas-peloidales y bioclásticas muestran un buen desarrollo de las caras de avalancha, con lentes calcipelíticos (*flasers*) esporádicos y aislados (Fig. 7.12. A y B). Los *flasers* (que constituyen pequeños lentes, generalmente cóncavos de material pelítico depositado preferencialmente en los valles entre ondulitas) tienen espesores que rara vez superan el centímetro, mientras que su longitud puede variar entre 10 y 20 cm, según la longitud del tren de ondulitas sobre el que se desarrolle. (b) estratificación *flaser*: los conjuntos con estratificación cruzada de las calcarenitas oolíticas muestran notable bipolaridad y numerosos interrupciones discontinuas y lenticulares (*flasers*) calcipelíticas, simples a frecuentemente bifurcados (Fig. 7.12. B y C). La bifurcación es el resultado del contacto o amalgamación entre *flasers* más nuevos sobre los infrayacentes previamente formados. (c) estratificación *wavy*: las calcarenitas oolíticas alternan en una relación próxima a 1:1 con las calcipelitas, formando láminas o estratos delgados continuos, con espesores entre 0,3 y 5 cm, con continuidad lateral métrica. Las calcipelitas rellenan completamente las concavidades y forman una fina cubierta sobre las crestas de las ondulaciones, de modo que la superficie de la capa calcipelítica sólo sigue ligeramente la concavidad y la convexidad de la superficie ondulada subyacente (Fig. 7.12.C). Internamente, en la fracción arenosa se reconocen laminaciones cruzadas, mientras que la fracción fina calcipelítica, generalmente tiene laminación paralela. (d) estratificación lenticular: formada por lentes calcareníticos aislados, discontinuos a parcialmente conectados, no solo en la vertical sino también en dirección horizontal (Fig. 7.12.D). Los lentes aislados tienen espesores de 1 a 2 cm y de pocos centímetros a decenas de centímetros de longitud. Estos lentes se presentan en varias formas, plano-cóncavos, plano-convexos, cóncavo-convexos o cóncavo-planos (Fig. 7.12.E y F). Una

característica común en toda la asociación de estratificaciones heterolíticas es la bipolaridad que muestran sucesivas laminaciones cruzadas o lenticular.

Esta facies es característica de los niveles inferiores y medios de la Formación Yacoraité, ha sido registrada en casi todas las localidades mapeadas, con excelentes afloramientos en la sección de Calilegua, sobre el camino del Parque Nacional de Calilegua. También se han observado en las secciones del Espinazo del Diablo, Hornocal, Tres Cruces y Yavi.

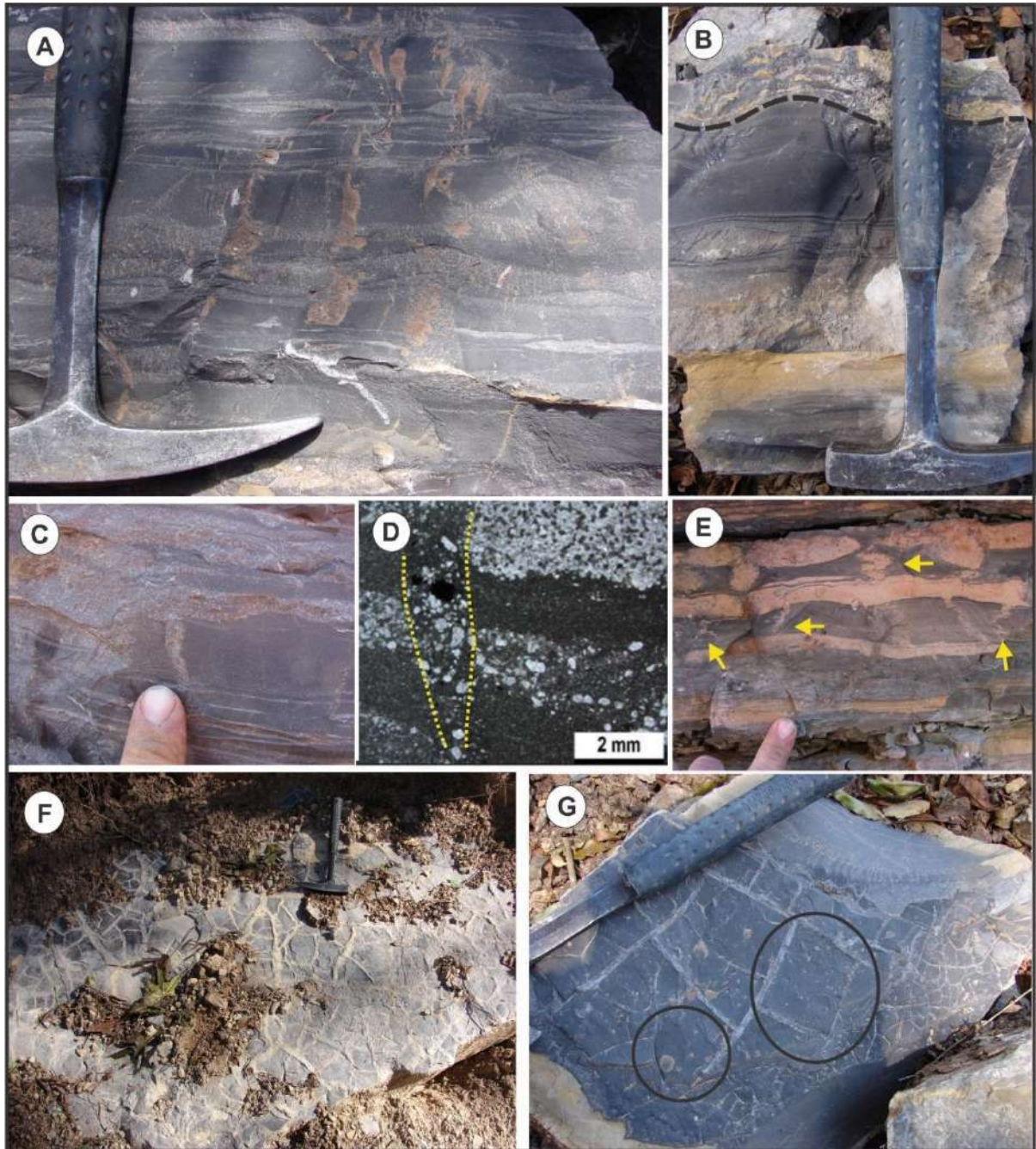


Figura 7.11. A. Estratificación heterolítica, mostrando alternancias rítmicas entre calcarenitas oolíticas y niveles calcipelíticos en la sección de Calilegua. Se puede reconocer las diferentes estructuras *flaser*, lenticular y *wavy*. B.

Estratificación heterolítica mostrando hacia arriba intercalaciones con estromatolitos tipo 1. Hacia la parte inferior de la figura se observan estructuras lenticulares. **C.** Grietas verticales afectando un nivel calcipelítico. Hacia la parte inferior de la figura Nótese las estructuras lenticulares delgadas formadas por calcarenitas finas. **D.** Sección delgada de *mudstones-wackstones* bandeado con *grainstones* ricos en peloides, material detrítico y posiblemente pequeños ooides. Las grietas están rellenas por material más grueso, proveniente de los niveles superiores sin ningún ordenamiento interno. **E.** Pliegues ptigmáticos reconocidos en diferentes niveles de la facies heterolítica, reconocidos también a escala microscópica (ver Fig. 5.4 E). **F.** Superficie exhibiendo patrones de agrietamiento con variadas geometrías, algunos radiales e incompletos y superpuestos entre sí. **G.** Patrones de agrietamiento ortogonales de diferentes tamaños. Además, se reconoce un intenso patrón de bioturbación sobreimpuesto (círculos negros). Martillo geológico 33 cm.

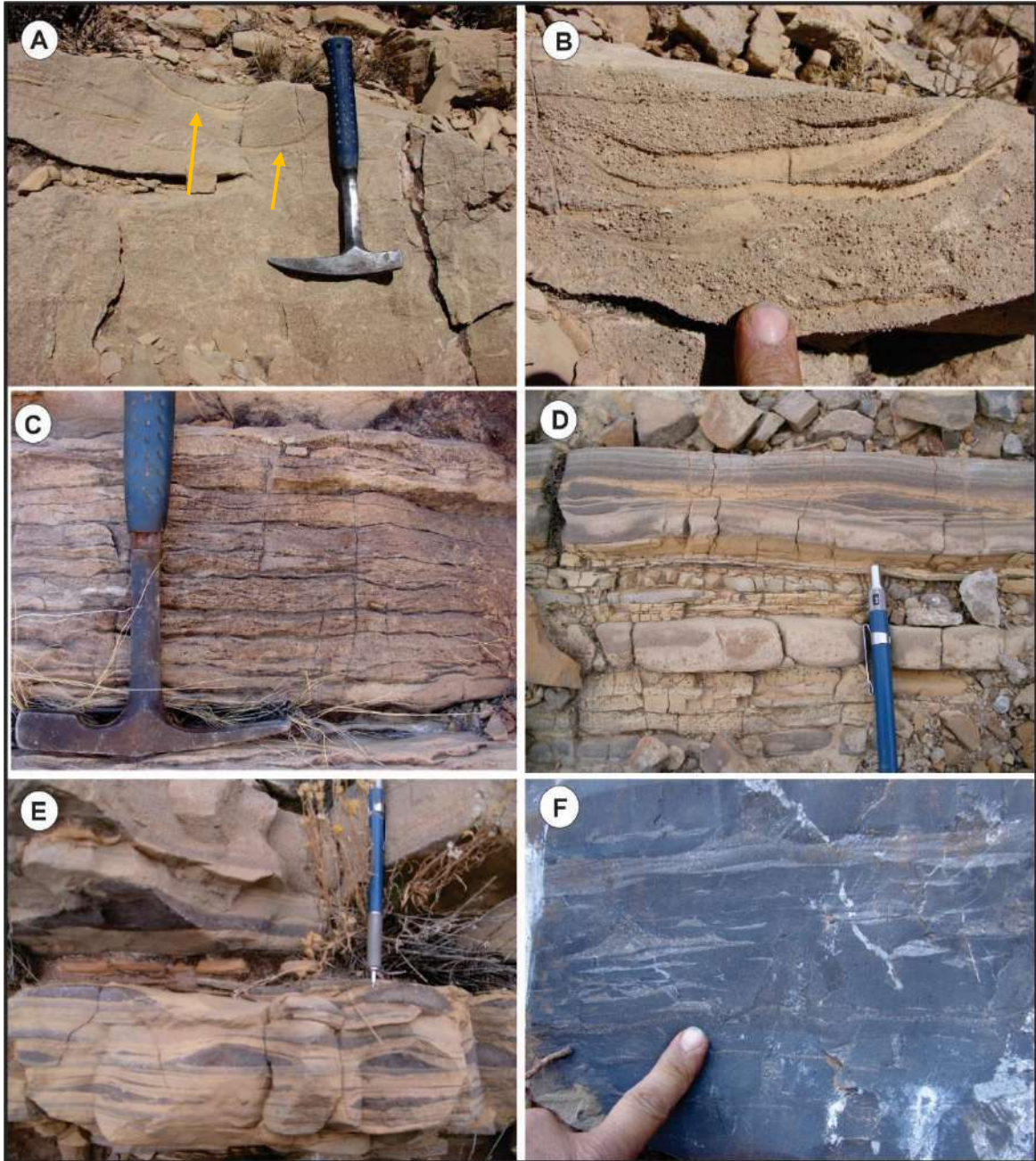


Figura 7.12. A. Estratificación cruzada con flaser hacia la parte superior de la figura. El material fino calcipelítico se encuentra preferencialmente preservado en las partes cóncavas de la estructura (flechas amarillas). B. Detalle de los flaser simples y bifurcados superpuestos. C. Estratificación heterolítica con dominio flaser con transición a ondulada (*wavy*) en calcarenitas ricas en

oides **D.** Estratificación lenticular, con lentes concavo-convexos discontinuos formados por las calcarenitas oolíticas y cubiertos a modo de tapiz por las calcipelitas. Hacia la parte inferior de la figura, se reconoce estratificación *wavy*. **E.** Estratificación lenticular, los lentes tienen bases planas y topos convexos, aislados a parcialmente conectados formados por calcarenitas oolíticas. **F.** Estratificación lenticular con mayor predominio de la fracción calcipelítica y una mayor diversidad morfológica de los lentes. Algunos lentes tienen terminaciones en punta, mientras que otros son cóncavos-convexos. Medida lápiz: 15 cm.

Interpretación:

Se interpreta que la estratificación heterolítica en la Formación Yacoraite, fue generada por variaciones en las condiciones hidrodinámicas del medio que transportó y depositó el material sedimentario, con oscilaciones más o menos rítmicas en la energía del agua que se ven reflejadas en la sedimentación de granulometrías contrastantes (Reineck y Wunderlich, 1968; Reineck, 1980). Durante los períodos de mayor energía, ya sea una marea dominante y otra subordinada, tanto de inundación como de reflujo (*flood* o *ebb tidal*), se alcanzan velocidades máximas que tienen la capacidad de transportar y depositar material rico en ooides durante cada ciclo de mareas, lo que genera depósitos granulares con estratificaciones cruzadas (Visser, 1980), como se observa en los afloramientos con intervalos ricos en *grainstones* oolíticos de los depósitos heterolíticos en las secciones de estudio. En los momentos de tranquilidad o aguas inmóviles (*slack water period*) se genera la depositación de fango calcáreo (micritas) que se encontraba en suspensión en la columna de agua (Dalrymple et al., 1991). El fango (*Mud drapes* de Allen, 1982), con frecuencia rico en nutrientes y materia orgánica, cubre a las arenas anteriormente depositadas a manera de tapiz pelítico. La presencia de intercalaciones de estromatolitos tipo 1, planares a crenulados se interpretan como depósitos formados durante momentos en que la superficie queda expuesta y es posible la colonización por parte de matas microbianas. En general, en los depósitos heterolíticos, la cantidad de fango es un reflejo directo de la cantidad de sedimentos finos en suspensión, es más probable que las áreas con altas concentraciones de sedimentos en suspensión tengan una estratificación *wavy* y lenticular, mientras que las áreas con bajas concentraciones de sedimentos en suspensión producirán con mayor frecuencia estratificaciones *flaser* (Dalrymple et al., 1991). Este factor determinante está controlado por el momento y la duración de los períodos de depositación de la marea alta y la marea baja. También depende del tipo de llanura y la tasa de colonización microbiana de la planicie. Así, los ambientes preferenciales de formación, son aquellos donde se produce un cambio en el flujo que ingresa y egresa por los efectos de la marea y donde necesariamente hay disponibilidad de sedimentos. Las proporciones de arena/fango varían en relación con las tasas de sedimentación y preservación de dichos materiales, las cuales estarán en función de la magnitud y prolongación de la intermitencia decantación/tracción, del grado de cementación temprana que sufra el sedimento y la posterior erosión.

Las grietas de desecación reconocidas en esta facies, desarrolladas sobre fangos calcáreos muestran diferentes patrones tanto en sección transversal como vistas en planta. Se interpreta que se formaron debido a esfuerzos tensionales, cuando el depósito quedó expuesto a insolación y evaporación y antes de la depositación de la próxima capa. El relleno homogéneo de las grietas, es decir, sin estratificación interna indicaría que el sedimento se acumuló dentro de las grietas verticales (que luego pueden preservarse como tabiques) formadas en un único evento, inmediatamente después de la generación de la grieta abierta. No se descarta un origen por sinéresis para algunos patrones de agrietamiento que se encuentran incompletos, con formas radiales y bordes curvilíneos. Si bien, la generación de grietas por sinéresis es muy discutida en la literatura, algunos experimentos y observaciones suponen que se formaron en condiciones subacuáticas en la interfaz agua-sedimento y con variaciones de la salinidad (Donovan y Foster, 1972). Sin embargo, otra explicación puede ser que se originen dentro del sustrato, como sugirieron Plummer y Gostin (1981), Grotzinger (1986) y Cowan y James (1992), debido a la compactación sedimentaria y/o al hundimiento inducido por la deposición de sedimentos suprayacentes. Si bien la sinéresis es un mecanismo propio de arcillas flocculantes, también puede ser aplicado a fangos calcáreos, aunque las condiciones químicas bajo las cuales se produce la flocculación son diferentes (Cowan y James, 1992). Cuando el patrón de agrietamiento se aparta de su forma en V típica y las grietas están deformadas y contorsionadas, se interpretan que ocurrieron procesos de compactación diferencial del sedimento huésped, el cual parece ser más competente que el relleno de estas grietas (Allen, 1984). Estos pliegues se asemejan a venas ptigmáticas en rocas cristalinas y también son conocidos como estructuras de dientes molares (*molar tooth structure* de Smith, 1968), por su gran parecido con los intrincados pliegues de esmalte que se observan en los dientes de los herbívoros (Allen, 1984). En los experimentos llevados a cabo por Donovan y Foster (1972), estiman la cantidad de compactación de los pliegues e infieren que las grietas se forman cerca o en la interfaz agua-sedimento.

La presencia de numerosos intraclastos de *mudstones* involucrados dentro de esta facies, dentro de los intervalos granulares, es consistente con los numerosos intervalos afectados por grietas de desecación característicos de la misma (pavimentos desecados) que son la fuente principal de los intraclastos planares, tipo *flat pebbles*.

Las capas con estructuras verticales con forma de tubos y bordes redondeados, intercaladas con dolomicritas o intervalos heterolíticos han sido interpretadas como bioturbaciones. La presencia de *Skolithos* refleja condiciones de alta energía cercana a la costa, desarrolladas en un sustrato blandos o firmes, pero no cementados y endurecidos.

El término de mayor difusión en la literatura carbonática para nombrar a la estratificación heterolítica formada, es conocido como *ribbon limestones* (Demiccò, 1983; Demiccò y Hardie, 1995). El término

proviene de la apariencia meteorizada que diferencialmente resalta la estratificación delgada a modo de “cintas” (= *ribbon*) entre calizas y dolomitas del Cámbrico Superior de los Apalaches Centrales (Demmico, 1983) y ha sido utilizada con posterioridad por muchos autores que han trabajado en estos intervalos (por ejemplo, Gomez y Astini, 2015). La terminología y el reconocimiento y descripción de estos litotipos depende, en gran medida, de la alternancia composicional y de la meteorización superficial que la destaca. Es decir que si alternan calcipelitas (con proporciones silicoclásticas) o si las particiones son de composición diferente como ocurre en intervalos mixtos carbonáticos-clásticos, las particiones se realizan, siendo más sencillo su reconocimiento, mientras que cuando la composición es puramente carbonática su separación en el campo se dificulta enormemente y por eso se utiliza el término de bandeado en cintas.

Finalmente, la alternancia cíclica de dominios con mayor proporción de fango (*mudstones* y calcipelitas con intervalos lenticulares) a dominios más calcareníticos laminados (con dominio de estructuras ondulantes hasta *flaser*) implican una serie que se repite sistemáticamente y sólo puede explicarse a través de la influencia de las mareas, que implican una variación de la profundidad y la existencia de eventuales corrientes (y, por lo tanto, de la hidrodinámica), absolutamente independientes de la influencia del oleaje. Por esta razón las facies heterolíticas de sistemas lacustres pueden diferenciarse de aquellas de ambientes mareales por carecer de ritmicidad. Dentro de las facies heterolíticas la presencia de cubiertas pelíticas y desarrollo de *flaser* suelen ser más propios del ciclo mareal que el tipo lenticular que puede ser motivado sólo por tracción unidireccional. Asimismo, la variedad de ondulaciones y patrones de interferencia generados por la acción del viento y los grados de exposición de planicies mareales son enormemente superiores a los de planicies lacustres donde los cinturones de facies son menos dinámicos, vale decir que no hay desplazamiento lateral de la línea de costa con la velocidad y frecuencia que ocurren en el sistema mareal, máxime si la costa es de bajísimo gradiente. Incluso en este ámbito, pequeñas fluctuaciones micromareales exponen muchos kilómetros cuadrados de planicie sistemáticamente a la insolación y potencial desecación de una manera sistemática. Esto último debe ser resaltado porque en el caso de los intervalos heterolíticos de Yacoraité, más allá de la microfacies interviniente, hay algunos que desarrollan clara ritmicidad.

F9: Facies de estromatolitos

En la Formación Yacoraité las porciones basales a medias y superiores de las secciones estudiadas, contienen abundantes depósitos microbialíticos (estromatolitos). A pesar que numerosos estudios han sido publicados recientemente en relación con los microbialitos de la Formación Yacoraité

(Roemers Oliveira et al., 2015; Bunevich et al., 2017; Teles et al., 2023; Villafaña et al., 2023; Mutti et al 2023), vale agregar que aún resta trabajo sistemático en varias regiones como la analizada en esta tesis doctoral. En rasgos generales la morfología de los estromatolitos aquí diferenciados puede asociarse a la interacción entre condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas ante las cuales éstos responden desarrollando estructuras determinadas, tanto en la estructura interna como en su arquitectura. Este último término se refiere a una escala de observación macro a megascópica. En efecto, la variabilidad morfológica observada permitió una diferenciación en subfacies (F9a, F9b, F9c y F9d) siguiendo los criterios de Logan, 1964, Hoffman (1969, 1974), Flügel (2004) y Grey y Awramik (2020). Los estromatolitos han sido analizados en el contexto sedimentario y paleoecológico de las sucesiones que los contienen y las escalas de observación: mega-macro, meso a microscópica. En relación al aspecto meso a microscópico para las formas domales y con el fin de comprender relaciones microestructurales se ha incluido una explicación evolutiva de su microestratigrafía.

F9a: *Subfacies de estromatolitos planares-crenulados*

Descripción:

Se trata de cuerpos tabulares a lenticulares en general de espesores muy delgados, con una disposición interna de las láminas paralelas a *cuasi* paralelas y cuya característica saliente es su aspecto microondulado a crenulado. Sus espesores varían lateralmente, de 3 a 20 cm de longitud y alturas milimétricas a centimétricas (Fig. 7.13. A y B). Esta variedad no desarrolla relieve sinóptico y, si bien, las láminas individuales son planares y paralelas, desarrollan escasa continuidad lateral, adelgazándose o acunándose en distancias entre decímetros y metros (Fig. 7.13. A). Esto, resulta independiente de la geometría que poseen los bancos que contienen esta facies que son comúnmente tabulares y tienen buena continuidad lateral. Petrográficamente son *boundstones* microbiales de grano fino (*mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados formados por micrita grumosa, granos tamaño limo y hasta arena dentro de los que pueden haber ooides y algún bioclasto pequeño), con alternancias de color entre gris, marrón, amarillo y negro reflejando proporciones variables de materia orgánica contenida. El término planares-crenulados se utiliza para describir la morfología de esta facies y también de su respectiva microfacies (ver capítulo 5), para diferenciarlos de los demás *boundstones* que desarrollan morfologías columnares y domales. Estos estromatolitos pueden estar asociados principalmente a facies de calcarenitas oolíticas y brechas (F1 y F7) (Fig. 7.13. A y B), facies con estratificación heterolítica (F8), facies de calcipelitas con laminación paralela (F10), y también intercalados entre otros tipos de estromatolitos (F9b)

(Fig. 7.13. C). Es común que las láminas se encuentren fragmentadas formando parte de los constituyentes intraclásticos de conglomerados calcáreos (F6) y de brechas calcáreas (F7).

Esta subfacies se encuentra mejor representada en las secciones del Espinazo del Diablo, Hornocal y Calilegua.

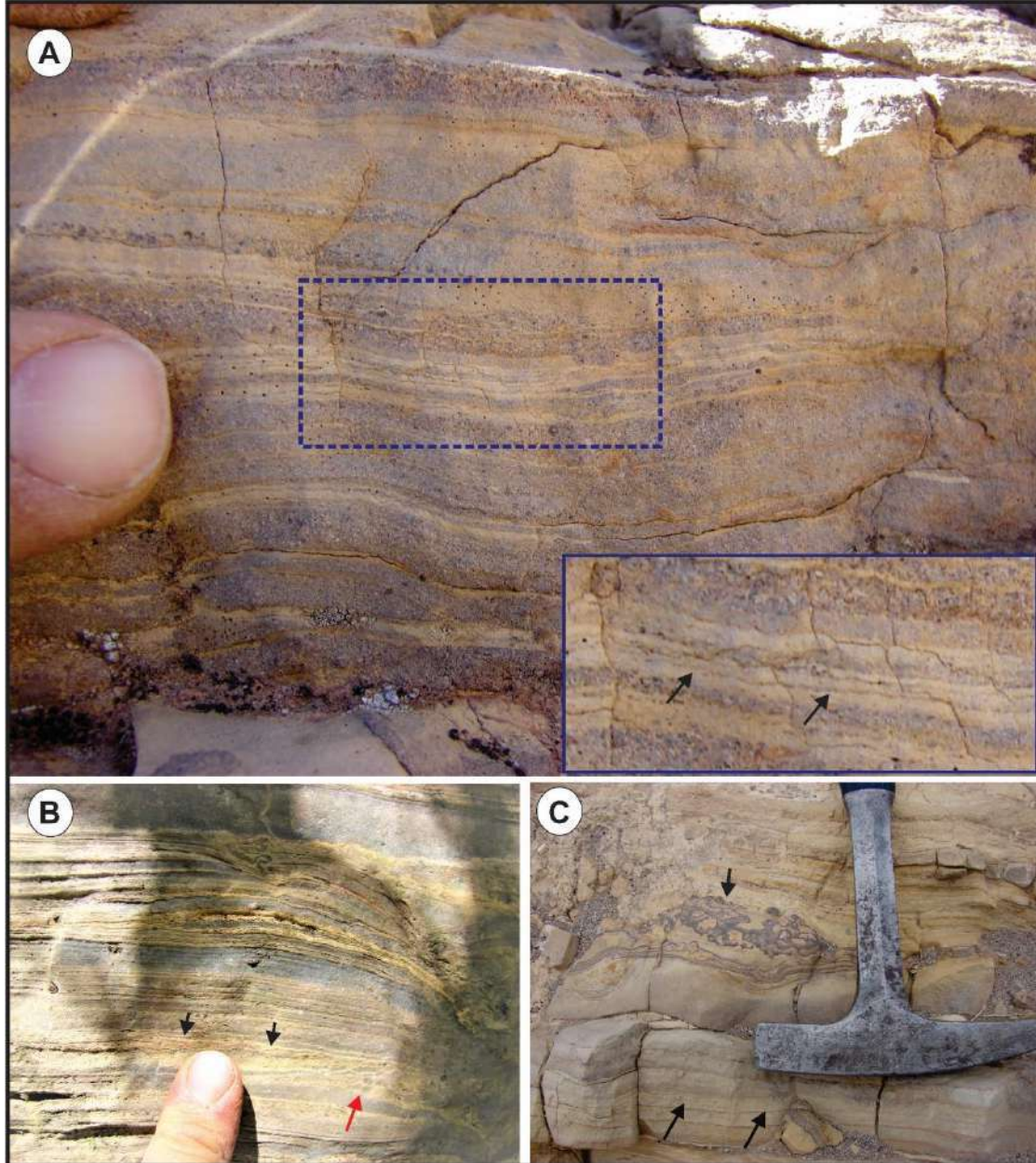


Figura 7.13. Subfacies de estromatolitos planares-crenulados. **A.** Estromatolitos planares-crenulados finamente laminados dentro de las calcarenitas oolíticas con estratificación paralela en la sección Espinazo del Diablo. El recuadro azul muestra en detalle la laminación microbial planar. **B.** Láminas microbialíticas delgadas crenuladas, de escaso espesor y discontinuas lateralmente incluida dentro de una calcarenita oolítica con estratificación paralela. Las flechas negras muestran la crenulación suave de las láminas. La flecha roja muestra láminas micríticas con presencia de intraclastos de colores grises oscuros de formas irregulares Sección de Calilegua. **C.** Estromatolitos planares-crenulados (indicados por las flechas negras) junto con estromatolitos microdomales (subfacies F9b) inmediatamente por encima.

Interpretación:

Los estromatolitos de esta subfacies se desarrollan por la alternancia de procesos de aglutinamiento de partículas sedimentarias finas (peloides, en este caso), biomineralización o calcificación de matas microbianas y precipitación mineral, estos procesos dan como resultado un apilamiento más o menos rítmico de las láminas (Riding, 2008, Dupraz et al., 2011). Este conjunto de procesos es conocido como *trapping and binding* y obedece a un origen microbiano que atrapa y une sedimentos generando el crecimiento de los estromatolitos bien laminados. Las partículas finas que están incluidas dentro de los estromatolitos se deben a una combinación entre aporte y selección, donde los microbios habrían tenido dificultad para retener un gran número de partículas sedimentarias gruesas o haber sufrido una calcificación temprana, independientemente que puedan estar incluidos dentro de facies más gruesas (Golubic, 1973, 1976; Pentecost y Riding, 1986). De acuerdo a la clasificación de Awramik y Riding (1988), corresponderían a estromatolitos aglutinados, bien laminados de grano fino (*Fine-grained, well-laminated*). Se habrían desarrollado en ambientes extremadamente someros, cercanas a la costa, bajo condiciones relativamente calmas, donde la decantación de fango calcáreo y peloides, junto a la actividad microbiana controlaban su formación en un fondo propenso a la exposición subárea de manera periódica y sin espacio de acomodación suficiente para la generación de morfologías dómicas (James, 1984; Pratt, 2010; Jahnert y Collins, 2012).

F9b: Subfacies de estromatolitos microdomales a digitados

Descripción:

Son cuerpos lenticulares con geometrías microdomales a digitadas, sinuosas y microcolumnares, formados por *boundstones* microbiales de grano medio a grueso, con colores que varían entre negro, marrón y amarillo, a veces dolomitizados (Figs. 7.13. C y 7.14. A). Los estromatolitos se disponen aislados o agrupados formando *clusters* localizados sin continuidad lateral (Fig. 7.14. A-C) y en general son de bajo relieve, es decir que, en relación con las facies hospedantes, no sobresalen significativamente. En relación con la superficie a partir de la cual crecen, los microdomos y microcolumnas, se orientan normal a la superficie, algunos inclinados y radiales (Fig. 7.14. A-C). Las estructuras de estos estromatolitos siempre muestran un relieve sinóptico bajo a moderado, en el cual su radio de curvatura es mayor a su altura ($2r > H$) y otras geometrías microcolumnares alcanzan relieves sinópticos moderados ($2r < H$), con alturas que varían entre 1.5 a hasta 3 cm de altura (Fig. 7.14 C). Las láminas individuales se disponen paralelas entre sí, son onduladas y, por su apilamiento, forman estructuras columnares y excepcionalmente cónicas, las cuales pueden tener un crecimiento uniforme o mostrar variaciones en su diámetro (Fig. 7.14. A y E).

Estos estromatolitos se encuentran intercalados entre facies heterolíticas, calcarenitas oolíticas y bioclásticas (F1 y F4) y con la subfacies de estromatolitos planares-crenulados (F9a) (Fig. 7.14. G). De manera localizada, los estromatolitos utilizan a las calciruditas de la facies F6, como superficie de anclaje para su crecimiento. En la parte superior de los micro-domos, los estromatolitos tienen frecuentes microperforaciones y/o excavaciones en formas de tubo alargado que penetran hacia abajo, rellenas con material granular (peloides, granos de cuarzo y escasos ooides), junto a una fracción fina micrítica, en ocasiones pueden presentar bordes bien definidos (Fig. 7.14. F).

Esta subfacies de estromatolitos se reconoce principalmente en la sección de Calilegua y de manera localizada en las secciones del Espinazo del Diablo y Hornocal. Estas morfologías tienen íntima relación con facies heterolíticas.

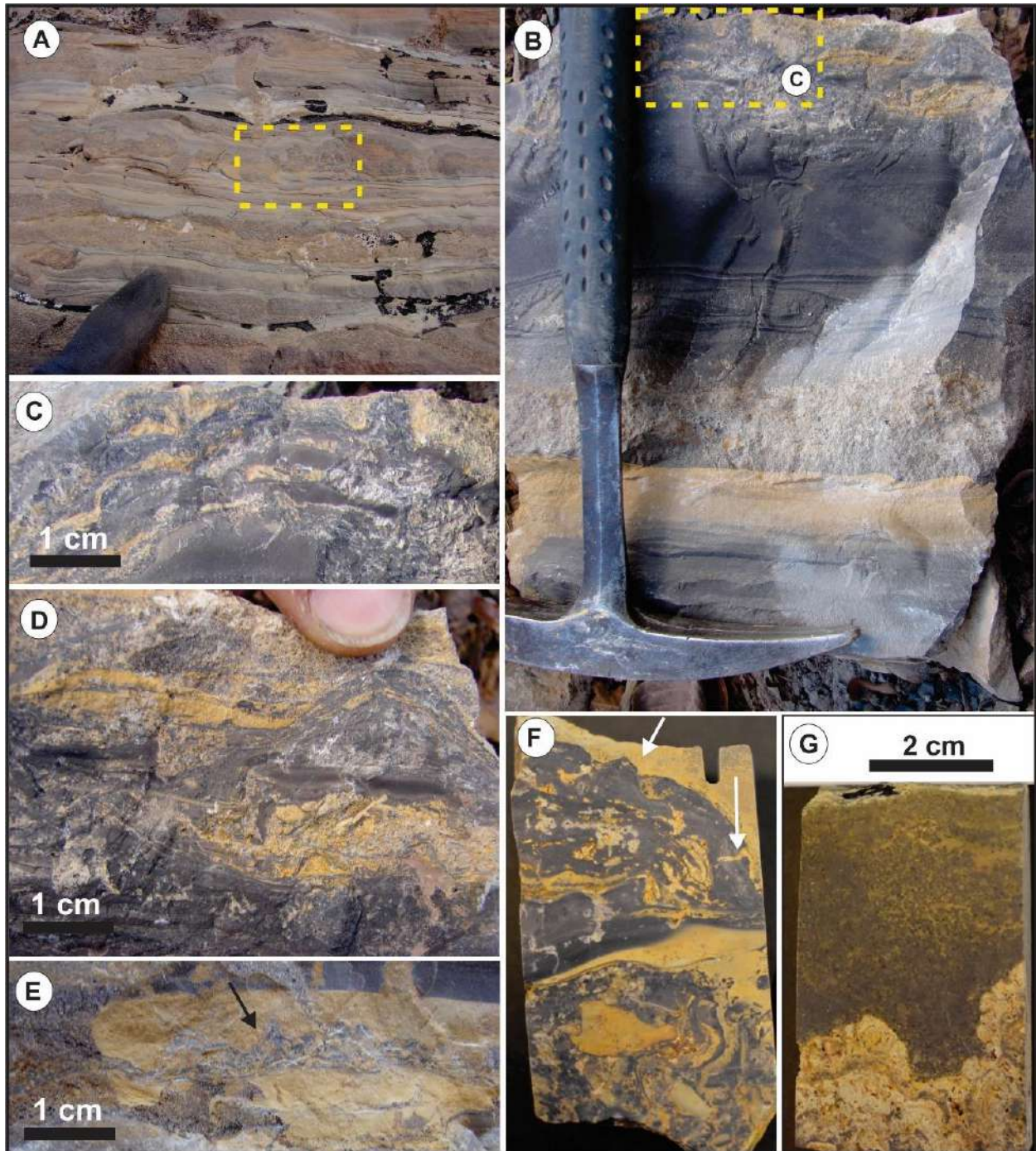


Figura 7.14. Subfacies de estromatolitos micro-domales a digitados. **A.** Al menos dos niveles tabulares delgados de estromatolitos con relieve sinóptico bajo a moderado, intercalados entre facies de calcarenitas oolíticas (F1) y facies de calcipelitas laminadas (F15). El recuadro de líneas amarillas muestra micro-columnas orientadas de manera inclinadas y divergentes respecto al sustrato en el que apoyan. Sección de Hornocal. **B.** De abajo hacia arriba: facies con estratificación heterolítica (F8), seguida por un nivel lenticular de calciruditas (F6) que sirve de anclaje para los estromatolitos con estructuras micro-domales. Los micro-domos poseen una relación ancho > a la altura y, por lo tanto, pueden denominarse como dígitos. **C.** Detalle del intervalo estromatolítico micro-domal a columnar (recuadro amarillo en B), colonizando una calcirudita. Estas contienen intraclastos de *mudstones* o margas oscuras y por encima del estromatolito lo cubre calcarenitas intraclásticas. **D.** Continuación lateral de la figura C. Los niveles estromatolíticos colonizan las calciruditas parcialmente dolomitizadas, mientras que el nivel inferior estromatolítico, se desarrolla sobre facies con estratificación heterolítica (F8). **E.** Estromatolitos con láminas cónicas (flecha negra). Las litologías son iguales a las figuras B, C y D y corresponden a la sección de Calilegua. **F y G.** Pastillas pulidas de estromatolitos micro-domales donde se aprecia la disposición de las láminas, la presencia de porosidad fenestral completamente ocluida y algunos tubos en la parte superior de los micro-domos (flechas blancas). **G.** Pastilla pulida que muestra los micro-domos y parte del relleno intra-dómico de

composición calcarenítico por encima. Se puede observar que parte del mismo relleno alterna como láminas granulares dentro de los estromatolitos. Hacia el borde derecho de la imagen, los propios micro-domos se encuentran colonizados por otros micro-domos de menor tamaño. Sección de Calilegua.

Interpretación:

Se interpreta esta subfacies como resultado de una combinación de procesos de atrapamiento y aglutinamiento de partículas sedimentarias circundantes en el ambiente intermareal junto con la interacción de comunidades microbianas que fijan los granos mediante procesos de organomineralización (Dupraz et al., 2011). El estilo *branching* que presentan internamente algunas partes de estos estromatolitos se puede deber a la continua acreción vertical compitiendo con mecanismos de tapada y cierta actividad disruptiva que los afecta superficialmente. La morfología de estos estromatolitos parece estar afectada más fuertemente por factores depositacionales físicos, particularmente la profundidad del agua, la energía del oleaje y el influjo de sedimentos. Esto se ve reflejado en la naturaleza de las láminas, es decir la alternancia entre láminas granulares y de grano fino que registran procesos de acreción. La escasa altura de las estructuras digitadas y columnares son indicativas de ambientes muy someros, los cuales tal vez, no superaban los 10 cm de profundidad. Además, intraclastos y algunas grietas de desecación afectando las facies hospedantes indican posible emersión. La diferencia con la subfacies anterior radica en la geometría de los estromatolitos, cuyo relieve sinóptico es más destacado indicando probablemente condiciones de mayor espacio de acomodación, permitiendo el desarrollo de formas micro-domales y columnares con crecimiento vertical.

F9c: Subfacies de estromatolitos domales aislados o agrupados

Descripción:

Los domos individuales tienen geometrías cóncavas abovedadas corresponden a *boundstones* microbiales de grano grueso y colores grises a amarillentos. El relieve sinóptico es moderado a alto con dimensiones que varían de 0,10 m a 0,5 m de longitud y altura de hasta 0,2 m (Fig. 7.15. A). Los estromatolitos se disponen aislados o agrupados formando *clusters* localizados sin continuidad lateral (Fig. 7.15. A y B). La distancia relativa entre los estromatolitos ('espaciamiento', Hofmann, 1969a) es de tipo abiertamente espaciado ($p > 2r$) y aislado ($p > 20r$), ya que el espaciamiento entre los microbialitos es del mismo diámetro de la estructura o incluso ampliamente mayor. Las regiones interdómicas varían ampliamente y pueden contener sedimentos carbonáticos gruesos mal seleccionados compuestos por intraclastos, ooides y bioclastos, como así también material silicoclástico, micrita o microesparita y, al menos, una generación de cemento carbonático, derivados de las litologías con las que se encuentran

asociados (ver descripciones petrográficas en el capítulo 5). Es decir, se interdigitan o gradan lateralmente a facies de calcarenitas oolíticas (F1), calcarenitas bioclásticas gradadas y calcarenitas oolíticas con estratificación bimodal bipolar (F2 y F3). Suelen hallarse asociados por debajo de las calciruditas intraclásticas (F6). Una característica particular de estas morfologías es que, al crecer de manera competitiva, con calcarenitas se intercalan e incorporan numerosas láminas o bolsones de calcarenitas (normalmente *grainstones* oolíticos) en su estructura al igual que en los espacios intercolumnares que suelen desarrollar morfologías muy variadas.

En planta, presentan formas circulares a semicirculares y lobuladas y la superficie externa es rugosa y pustular (Fig. 7.15. C y D). De acuerdo con la clasificación de Logan et al. (1964), estos estromatolitos corresponderían a los estromatolitos hemiesferoides apilados verticalmente o SH. También es común que tanto en el interior como en la superficie más externa existan conversiones en la estrategia de crecimiento y tengan transiciones entre morfologías más domales a más columnares. En sección transversal, se observa que los domos se desarrollan directamente sobre las calcarenitas oolíticas y muestran crecimientos mayormente verticales y radiales (Fig. 7.15. C y D). Las láminas que forman las estructuras columnares y digitadas muestran varios patrones de apilamiento y grosor. En algunos estromatolitos, las láminas son paralelas y continuas, suavemente convexas y terminan en los márgenes de las columnas, normalmente con las láminas más claras por debajo de las más oscuras formando cuplas (Fig. 7.15. B).

Los estromatolitos domales aislados han sido identificados en varias secciones e intervalos de la Formación Yacoraite, con sus mejores ejemplares en la sección de Yavi y Espinazo del Diablo y, en general, están íntimamente vinculados con intervalos calcareníticos o apoyan sobre ellos. En distintos afloramientos se desarrollan en parches más o menos agrupados, aunque localmente se reconocen como formas aisladas.

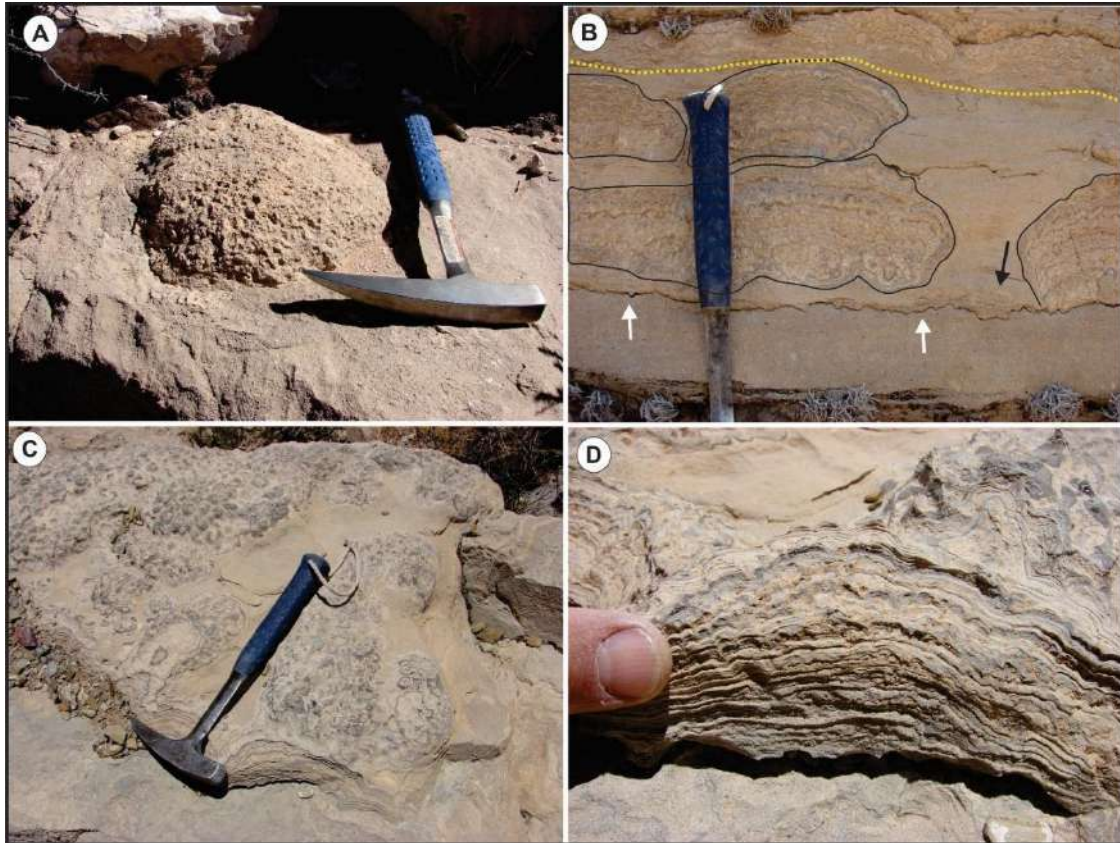


Figura 7.15. Subfacies de estromatolitos dómicos aislados o agrupados. **A.** Vista oblicua de un domo estromatolítico aislado desarrollado sobre facies de calcarenitas a calciruditas. Se puede apreciar la superficie externa irregular y rugosa. **B.** De abajo hacia arriba: calcarenita oolítica con intraclastos separada de los estromatolitos aislados por una superficie estilolítica (flechas blancas). Las láminas son micro-domales y micro-columnares, que finalizan curvadas hacia los bordes del cuerpo estromatolítico. Nótese que el relleno de los espacios interdómicos puede contener grandes intraclastos (flecha negra). El nivel de estromatolitos individuales pasa verticalmente a un nivel tabular de estromatolitos dómicos (remarcado por la línea de puntos amarilla), los domos son coalescentes entre sí. **C.** Estromatolitos dómicos relativamente agrupados, con rellenos interdómicos calcareníticos. **D.** Detalle del estromatolito anterior con morfologías microdómicas pustulares hacia superficie exterior.

Interpretación:

Los estromatolitos dómicos aislados se habrían formado en condiciones con suficiente espacio para la formación de domos que llegan hasta 0,2 m de altura debido a procesos de acumulación bio-inducidos por actividad microbiana (Wright, 1990b; Riding, 2008; Dupraz et al., 2011). El estilo *branching* que presentan internamente algunas partes de estos estromatolitos, se puede deber a la continua acreción vertical por procesos de *trapping and binding*. Es decir, es posible que los momentos de mayor crecimiento vertical se dieran en los períodos de relativa quietud en el cuerpo de agua con la formación de láminas micríticas y cristalinas. En los momentos de mayor energía del medio y por su abundante disponibilidad, ingresarían las partículas sedimentarias tales como ooides generando las láminas granulares. Los granos silicoclásticos asociados con las estructuras estromatolíticas es consistente con el flujo detrítico dentro del ambiente somero. Los parches o láminas más oscuras que se observaron en algunos estromatolitos, son remplazos parciales por cuarzo, en secciones delgadas se puede reconocer

este mismo patrón. La interrupción en la acreción de los microbialitos estaría indicada por partes erosionadas y redepositadas como intraclastos de estromatolitos, como se ha reconocido dentro de las facies granulares relacionadas. Asimismo, se sugieren ambientes más agitados que los anteriores y con buenas condiciones fóticas.

F9d: Subfacies de estromatolitos dómicos-oncoidales

Descripción:

Se reconocen en planta con formas circulares a semicirculares y lobuladas y su superficie externa rugosa y pustular, mostrando ocasionalmente parches de color oscuro (Fig. 7.16. A-C), que al microscopio son sectores silicificados (Fig. 5. 32. H, I). Estas morfologías dómicas se disparan desde “nódulos” o clastos relativamente asilados que, posiblemente sean fragmentos cementados del sustrato calcarenítico (es decir, intraclastos) que son colonizados de manera circundante a manera de oncoides con inusual desarrollo. Estos últimos pueden alcanzar decenas de centímetros de tamaño y muestran una clara asimetría de crecimiento, estrato arriba, siendo excelentes indicadores de polaridad estratigráfica. Asimismo, muestran cambios de patrones de crecimiento que en general evolucionan hacia formas microdomales y columnares con diseños divergentes hacia afuera (Fig. 7.16.B y C). También, en este tipo de estromatolitos se desarrollan mesoestructuras trombolíticas (Fig. 7.16. C), sin la clásica laminación estromatolítica, más bien de tipo coagular (Aitken, 1967). Estos estromatolitos se han reconocido especialmente en la sección del Espinazo del Diablo y Yavi.

Interpretación:

Los estromatolitos dómicos-oncoidales pueden considerarse una variedad de la subfacies anterior por su morfología externa dómica, aunque difiere de ésta por su estrategia de crecimiento completamente distinta. En este caso, aprovechan sustratos móviles de los cuales adherirse desarrollando morfologías verticales, columnares y/o digitadas. La presencia de cuarzo microcristalino o calcedonia, puede alternativamente ser atribuida a la coexistencia de bloomings de diatomeas (que son silíceas y no tienen potencial de preservación) o derivado de la devitrificación de tobas circundantes que son comunes en el intervalo. Dada la notable porosidad primaria de los mismos estos procesos de reemplazo se interpretan como muy tempranos y propios de la eodiagénesis.

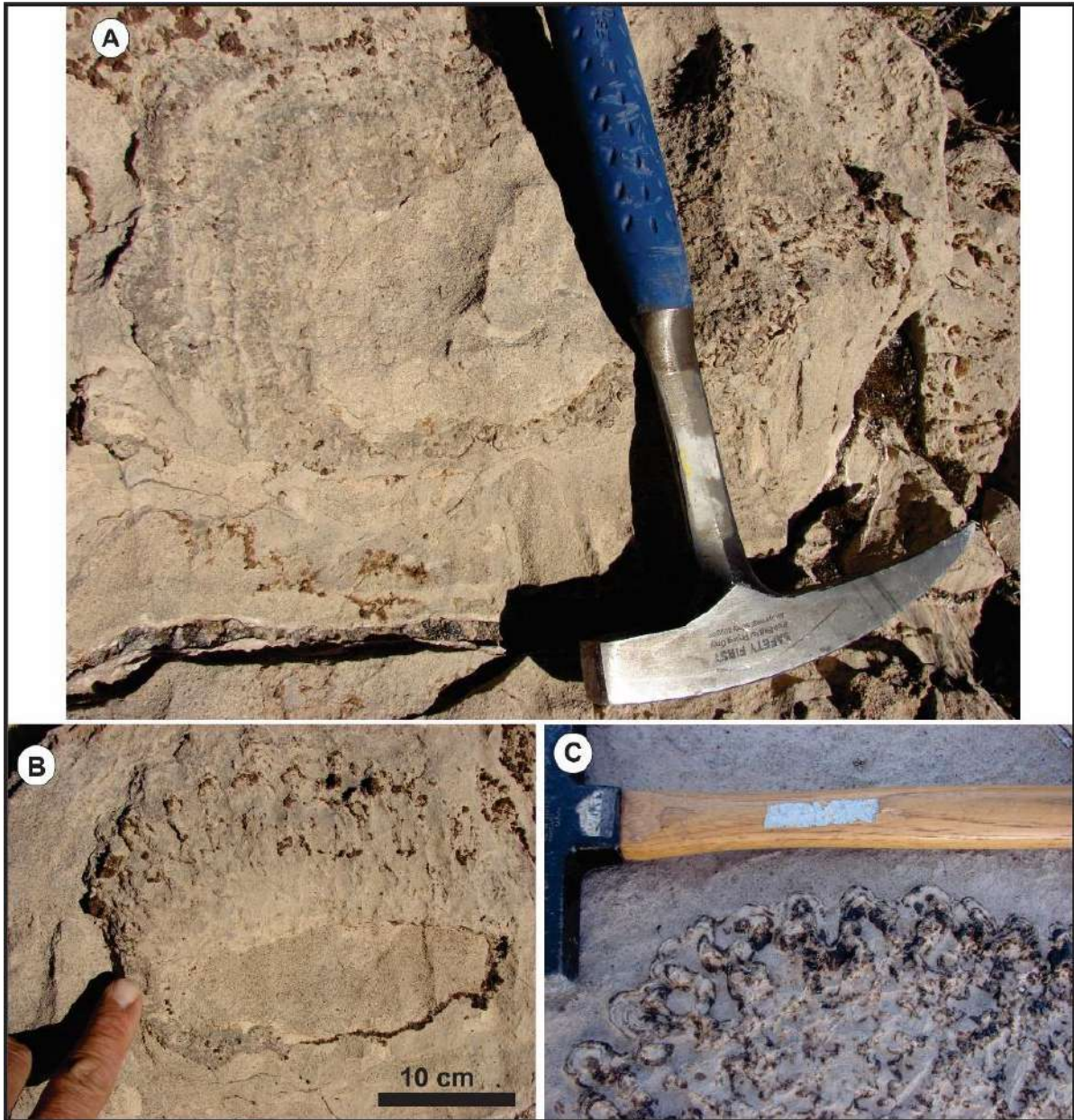


Figura 7.16. A. Estromatolitos dómicos-oncoidales de variado tamaño, algunos pueden considerarse mega-oncoides. B. Nótese el clasto a partir del cual el estromatolito crece, desarrollando morfologías columnares y digitadas. C. Detalle del *branching*, las zonas oscuras se encuentran silicificadas.

F9e: Subfacies de estromatolitos tabulares dómicos coalescentes

Descripción:

Se caracterizan por desarrollar capas tabulares (0,2 y 1 m de espesor) de gran continuidad lateral (> a 100s de m) compuestas por domos coalescentes que generan morfologías en cintas onduladas. Se trata de *boundstones* microbiales grises a amarillentos, con una marcada continuidad lateral (Fig. 7.17. A-E), en relación con las otras morfologías que son mucho más localizadas y en parches. Los flancos

de los domos tienen generalmente fuertes ángulos de buzamiento ($\sim 50^\circ$). Los estromatolitos no se encuentran espaciados ($p = 0$) aunque podrían alcanzar espaciamientos estrechos ($p < r$), si la distancia entre los microbialitos es menor que el diámetro de la estructura (Hofmann, 1969a). Estos niveles estromatolíticos utilizan como superficie de nucleación a los estromatolitos dómicos aislados (F9c), calcarenitas oolíticas-bioclásticas (F1, F3 y F4) y calciruditas intraclásticas (F6) (Fig. 7.17. A). Vistos en planta, se agrupan en domos grandes, abovedados de forma semi circular y elipsoidales a levemente elongados, de 0,5 a 1,3 m de diámetro con longitudes de onda variadas, entre 0,3 a 0,7 m, con patrones cerebroidales o en “cartón de huevos” en la superficie (Fig. 7.17. C y D). Las regiones interdómicas están compuestas por *grainstones* oolíticos-bioclásticos y *rudstones* (F1, F4 y F6). Hacia el tope, en los niveles tabulares de estromatolitos se presentan con patrones poligonales de agrietamiento y en corte, tubos verticales a ligeramente inclinados afectando la laminación estromatolítica.

Internamente, los domos están formados por una variedad de estructuras, entre ellas estructuras columnares, columnares ramificadas, microdigitadas y cónicas, principalmente verticales a diversamente inclinadas. Las columnas pueden ser simples o ramificadas con un estilo bifurcado, trifurcado y a veces dicotómico. Se desarrollan con anchos que varían entre 0,5 y 3 cm, con algunas ramificaciones superpuestas menores (Fig. 7.18. A-B). Los estromatolitos muestran una laminación macroscópica distintiva que es similar en todas las formas con relieve sinóptico y está formada por la alternancia de láminas claras y oscuras con espesores que varían entre 0,3 a 4 mm, a veces agrupadas en cuplas simples o incluso en patrones más complejos, como es común en los estromatolitos de la Formación Yacoraite (Fig. 7.18. D-I, D-II). Las láminas son paralelas, onduladas a crenuladas continuas, generalmente las más claras presentan mayor espesor que las oscuras y ambas terminan hacia el borde de las columnas o coalescen entre sí formando un domo mayor (Fig. 7.18. C). Las láminas claras muestran tonalidades amarillas ocreas, grises y blancas, mientras que las oscuras aparecen marrones a negras. Las láminas claras están compuestas de partículas bien seleccionadas como ooides, intraclastos, peloides y bioclastos (ostrácodos), mientras que las láminas oscuras están formadas por fábricas micríticas-peloidales y pueden tener cuarzo microcristalino y/o yeso. En los estromatolitos de Yavi (Fig. 2.16), una característica observable es la presencia de láminas cónicas y cónico-convexas hacia la parte superior de los domos o columnas (Fig. 7.18. B). Estas mesoestructuras cónicas, cuyo máximo espesor mide entre 1 y 2 cm, tienen sus láminas homogéneas continuas y paralelas de grano fino. Las columnas están separadas entre sí por los espacios entre los domos de variable ancho (0,1-0,8 cm) con bordes irregulares (Fig. 7.18. B-I). Estas cavidades se desarrollan perpendiculares a la laminación y se encuentran rellenas por material clástico (ooides, peloides y escasos bioclastos) dentro de una matriz micrítica a microesparítica (los aspectos petrográficos son tratados en el capítulo 5). Localmente, se han identificado mesoestructuras trombolíticas, con una fábrica coagular o en parches (Aitken, 1967). Esta

fábrica alterna con algunas estructuras que tienen aspecto de microdigitos (Fig. 7.18. B-I). Los *megaclotts*, en el sentido de estructura coagulada, son de color marrón claro a gris con formas irregulares y pueden estar interconectados entre sí. Es posible reconocer sectores de color blanquecino, probablemente se trate de poros que han sido afectados por disolución tardía. Los microbialitos pueden ser clasificados como estromatolitos aglutinados de grano grueso (*Agglutinated stromatolites coarse-grained, crudely laminated, sensu* Awramik y Riding, 1988) y desde un punto de vista morfológico clásico, corresponderían al tipo hemiesferoides unidos lateralmente o LLH de Logan et al. (1964).

Los estromatolitos tabulares cóncavos coalescentes son los más destacados en la Formación Yacoraite, con excelentes afloramientos en las secciones de Espinazo del Diablo, Yavi y Hornocal. De manera más localizada se han reconocido en el perfil de Calilegua sobre el río Jordan.



Figura 7.17. Subfacies de estromatolitos tabulares dómicos coalescentes. **A.** Niveles tabulares de estromatolitos del miembro inferior de la Formación Yacoraita en la sección Espinazo del Diablo. Espesor entre 30 y 50 cm. **B.** Vista en planta de los estromatolitos tabulares en la sección Espinazo del Diablo con notable continuidad lateral. El recuadro rojo señala una porción de la superficie externa de los estromatolitos donde se aprecia patrones corrugados o cerebroidales. **C.** Al igual que B se puede notar la superficie de los estromatolitos y la continuidad interna de las láminas que resaltan por sus colores alternantes claros y oscuros, los más amarillos probablemente se encuentren dolomitizados. Sección Espinazo del Diablo. **D.** Estromatolitos con aspecto bulboso en la sección de Yavi. Se puede apreciar las regiones interdómicas de calcarenitas oolíticas. **E.** Estromatolitos tabulares con morfologías dómicas con longitudes de onda de aprox. 1 m. Sección de Hornocal.

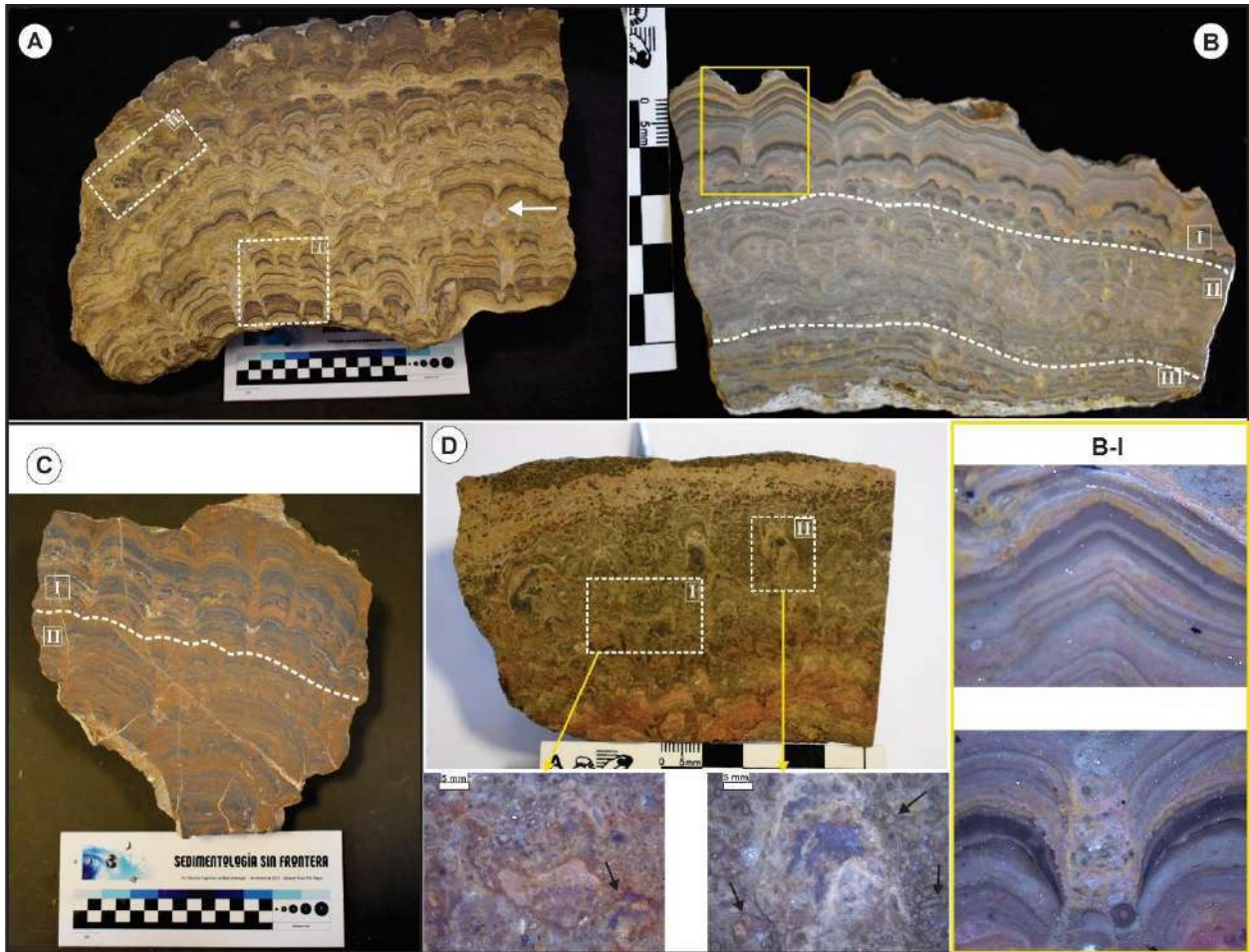


Figura 7.18. Secciones pulidas de estromatolitos dómicos coalescentes correspondientes a la Formación Yacoraite en las secciones Espinazo del Diablo (A-C) y Yavi (D). **A.** Dos áreas con diferentes estilos de ramificaciones (*branching*) pueden observarse: un área inferior I formada por columnas con láminas claras más gruesas que las oscuras. El área II muestra microdomos a los cuales se le superponen microdógitos menores. Los espacios interdomos verticales interrumpen la laminación y pueden estar formados por material granular. **B.** Tres áreas con patrones diferentes de laminación. El área III, muestra laminación planar a microdomal, cuyas láminas son onduladas y probablemente apoyadas en una superficie de anclaje endurecida. Inmediatamente por encima del área III, se encuentra un nivel continuo lateralmente que tiene una fábrica de tipo trombolítica o coagulada, demostrando que existen transiciones internas a nivel de meso y microescala. Hacia arriba, en el área II resalta un estilo columnar dicotómico con láminas muy irregulares que terminan en los microdomos. El área I muestra un estilo de laminación cónico, donde las láminas son bien continuas y paralelas que resaltan por la alternancia de colores. El cuadro amarillo se ve en detalle en **B-I**, donde se reconocen los diferentes colores de las láminas, y la figura de abajo muestra el relleno interdómico. Nótese que el relleno acompaña la continuidad de las láminas. **C.** Se diferencian dos sectores, el inferior (II) muestra domos de mayor amplitud que los de la parte superior (I). Ambas zonas parecen estar separadas por una superficie más rojiza donde la laminación estromatolítica se pierde y algunas láminas se rompen (flechas amarillas). La zona (II) muestra una estrategia de crecimiento diferente, de tipo columnar. **D.** Estromatolito dómico cubierto por un *grainstones* oolítico en la parte superior. En la zona central las columnas tienen morfologías más irregulares, con estrategias de crecimiento en parte trombolíticas o coaguladas. Los recuadros I y II de la parte inferior de la figura señalan en detalle la laminación, con colores oscuros debido a la presencia de cuarzo microcristalino o calcedonia.

Interpretación:

La geometría dómica coalescente de los estromatolitos es interpretada como una respuesta a energías hidrodinámicas mínimas que ocurren en entornos restringidos y con suficiente espacio para el crecimiento de estromatolitos con importantes espesores, así también con altos relieves sinópticos

(Hoffman, 1969; Andres y Reid, 2006; Suosaari et al., 2016). La erosión por corrientes subácueas generan verdaderos espacios interdómicos que luego son ocupados por material disponible como intraclastos, ooides, bioclastos y peloides cuando la energía hidrodinámica es capaz de transportar sedimentos más gruesos (Demicco y Hardie 1994) (Fig. 7.18 B y en detalle B-I). La presencia de gastrópodos y ostrácodos atrapados dentro de las láminas de domos y en regiones interdómicas estaría en correspondencia con condiciones ambientales restringidas. Las partículas, atrapadas y aglutinadas por las matas microbianas, tienen evidencias de estar retrabajadas (con buena redondez y selección), por lo que se puede inferir que el entorno donde se movían estas partículas eran sectores que alcanzaban una importante acción del oleaje. Eventualmente, cuando el crecimiento ocupaba todo el espacio disponible, y los domos quedaban expuestos era posible la ocurrencia de rasgos poligonales de agrietamiento, como se han registrado al tope de los estromatolitos. Estructuras verticales incisivas, como las observadas en algunas muestras, podrían no ser espacios intercolumnares propiamente dichos, por lo que una explicación alternativa se ha sugerido interpretándose a estas estructuras como bioturbaciones de organismos bentónicos simbiotes, desarrollados como huéspedes (*bioclaustration*) en los estromatolitos de la Fm Yacoraite, como han sido inferidos para otras regiones de la cuenca (Cónsole y Marquillas, 2013).

F10: Facies de margas laminadas

Descripción:

Están formadas por calcipelitas laminadas y pelitas verdes arcilla con laminación fina predominante, con aspecto similar a estas últimas. Internamente presenta laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo con lentes o intervalos muy delgados laminados con ondulitas y trenes de ondulitas asimétricas (Fig. 7.19. A-D). Se han observado estructuras subestratales tales como rasgos de agrietamiento en forma de "V" con profundidades de hasta 3 cm con distanciamiento de 5 cm y subsecuentemente rellenas de areniscas calcáreas. Superpuestas a estas estructuras moldes de cristales de sal son frecuentes. En ocasiones se reconocen patrones de bioturbación cercanos al tope de los estratos compuestos por pequeños tubos verticales aislados, que resaltan por su coloración más oscura, pero sin relieve positivo y varían entre 2 y 4 cm de largo con diámetros de ~ 0.5 cm (Fig. 7.19. B). Están rellenos por material silicoclástico sin estructura aparente.

Esta facies es común en niveles medios y superiores, con escasas intercalaciones hacia la base de la Formación Yacoraite. Presentan buena a moderada continuidad lateral a escala de afloramiento en el orden de la decena de metros con límites netos y planos

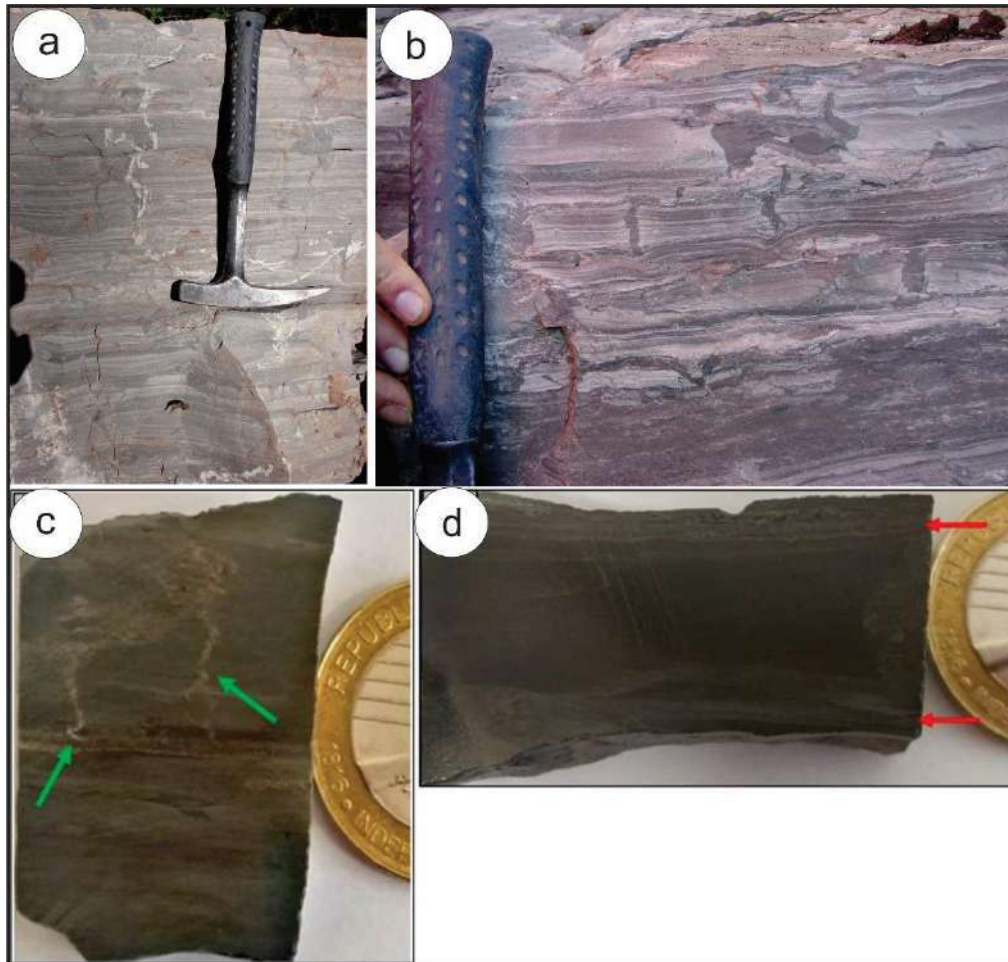


Figura 7.19. **A.** Facies de margas laminadas. Las alternancias de colores claros y oscuros se deben a que se encuentran interlaminadas con calcipelitas o pelitas oscuras. **B.** Estructuras verticales producto de bioturbaciones resaltan por su color negro. **C-D.** Muestras de mano pulidas. Las dos muestras corresponden a margas limosas laminadas. **C.** Se puede observar los pliegues ptigmáticos (flechas verdes) formados a partir de bioturbaciones rellenadas, que se pliegan por la compactación temprana de los sedimentos. **D.** La parte superior e inferior de la roca muestra las laminaciones limosas (flecha roja) que se intercalan en la matriz micrítica oscura de la roca.

Interpretación:

La facies de margas laminadas se interpreta como producto de la decantación por suspensión de material calcáreo y pelítico y/o a la floculación de argilominerales (Tucker y Wright, 1990). Las láminas siliciclásticas que se intercalan en la matriz fina de estas rocas son interpretadas por flujos de fondo, que ingresan al sistema desde sectores externos, transportando y depositando estos granos tamaño limo y arenas finas que dan lugar a la formación de estas láminas de muy poco espesor. La principal evidencia de la gran compactación que han sufrido estas rocas son estructuras plegadas del tipo ptigmáticas, que originalmente fueron bioturbación o grietas de desecación y están rellenadas por el material tamaño limo y arenas finas (Fig. 7.19 C y D). Estas estructuras adquirieron ese plegamiento por compactación de los sedimentos en un estado muy temprano. Otra alternativa considerada es que durante los estadios de compactación por soterramiento durante la mesodiagénesis, los sedimentos

comienzan a tener una lenta pero intensa modificación tanto de la porosidad como de la compactación (Tucker, 2001; Moore y Wade, 2013). Estos procesos pueden reconocerse en ambientes lagunares (*lagoons*) y en extensas planicies mareales de baja energía bajo la influencia de las condiciones meteorológicas normales, como se infiere para esta facies de la Formación Yacoraite.

Las grietas de desecación son otro indicador de emergencia de la planicie mareal durante la marea baja y están preferentemente preservadas en las intercalaciones carbonáticas. La ocurrencia de los moldes de sal está indicando un periodo temporal de evaporación más activa y en consecuencia un episodio de desecación más intenso del fango calcáreo. Por otra parte, la presencia de bioturbaciones de tubos verticales aislados indica la actividad de organismos excavadores que modifican la estructura sedimentaria original cuando pasan por un sustrato poco consolidado. En este caso el índice de bioturbación, de acuerdo a Droser y Bottjer (1986) sería de 2. Si bien la preservación de las trazas es buena, no tenemos elementos de juicio para atribuirlos a un icnogénero en particular.

F11: Facies de areniscas calcáreas con granos redondeados

Descripción:

Se trata de areniscas predominantemente cuarzosas (>95%) medias a finas con cemento calcáreo y/o dolomítico (cuarzoarenitas bien redondeadas y cuarzoarenitas bien redondeadas con cemento calcáreo), moderadamente compactas dispuestas en bancos mantiformes y tabulares blanquecinos a gris pardo con buena continuidad lateral y profusa bioturbación (Fig. 7.20 A). Internamente, esta facies se caracteriza por arreglos de conjuntos de pequeña y mediana escala, con estratificación cruzada y paquetes delgados con ondulitas asimétricas hacia el tope de las areniscas.

En la sección basal de la unidad esta facies exhibe patrones de bioturbación con características sobresalientes, como es la presencia de tubos y cámaras cilíndricas interconectadas con relieve positivo y coloración más oscura rojiza que varían entre 2 y 15 mm de diámetro y 0,1 a 0,3 m de longitud que penetran hacia abajo. El material de relleno de estas estructuras muestra una serie de láminas en forma de U (Fig. 7.20. B-C). Estas estructuras se presentan en patrones tipo *boxwork* con un arreglo irregular tridimensional mayormente agrupados, aunque tubos verticales o curvilíneos aislados son reconocidos también, algunos con patrones laminados en menisco (Fig. 7.20. C). Acompañando estas estructuras, moteados pardo-rojizas con diámetros aproximados de 0,3 a 0,6 m son abundantes hacia el tope de las capas. La pérdida de la estratificación cruzada en estos intervalos coincide mayormente donde se concentran los tubos cilíndricos y las motas rojizas, confiriéndoles un carácter más homogéneo y compacto.

Esta facies se ha registrado en todos los perfiles analizados, especialmente en Espinazo del Diablo, Tres Cruces y Hornocal, pero siempre cercana a la base. En el miembro calcáreo inferior del Espinazo del Diablo, se intercala con las calizas oolíticas y bioclásticas y un poco más hacia arriba, con facies heterolíticas y margosas.



Figura 7.20. Areniscas calcáreas con granos redondeados. **A.** Nivel tabular a lenticular de areniscas calcáreas señalada por las líneas de puntos, la misma también se dispone hacia arriba entre bancos de calizas y pelitas (flechas amarillas). **B.** Patrón en enjambre de la bioturbación que afectó estos niveles. **C.** Tubos curvilíneos rellenos por material arenoso rojizo dado por la presencia de óxido de hierro. La flecha negra señala meniscos que indicarían movilidad por parte del organismo.

Interpretación: Las areniscas con estratificación cruzada a mediana escala con sus paquetes sedimentarios pueden ser considerados como cuerpos canalizados desarrollados en un ambiente subácueo. (Reineck y Singh, 1980; Allen, 1982; Jordan y Mountney, 2010). Las ondulitas asimétricas reconocidas en los topes de los paquetes arenosos estarían indicando retrabajo por parte del oleaje. La

composición prácticamente monomineral de las areniscas con buen redondeamiento de los granos, reflejan una avanzada madurez textural y mineralógica, pero que es propio del origen y la procedencia de las areniscas. Esto indicaría un ambiente eólico para estas areniscas que se encuentran por debajo de Yacoraite y corresponderían a la Formación Lecho. En tanto, el cemento entre las partículas, calcítico y dolomítico en parte, refleja la instalación de la fábrica carbonática al inicio de la depositación de la Formación Yacoraite. La presencia de tubos y cámaras cilíndricas evidencian procesos de bioturbación, siendo estas excavaciones producto de la actividad sistemática de organismos a medida que se mueven a través del sustrato. Las láminas concéntricas en forma de U indicarían que los organismos retro-rellenan la cavidad en respuesta a su forma de vida. De acuerdo con la morfología de las trazas fósiles en patrones irregulares tipo *boxwork* y tubos aislados, serían *Thalassinoides* (Droser et al., 2004; Collinson et al., 2006), indicando que son producidas por gusanos o artrópodos carroñeros relacionados a la actividad de alimentación (*fodinichnia*) y descanso (*cubichnia*). La preservación de las trazas es buena, con un índice de bioturbación de 3 (Droser y Bottjer, 1986) que muestra una homogeneización parcial de las areniscas. Es importante considerar que las trazas generadas por diferentes tipos de organismos y comportamiento puede tener un potencial de preservación e icnodiversidad que no necesariamente refleja la biodiversidad original del ambiente. Sectores que están parcialmente bioturbados, como los reconocidos en estas facies son referidos comúnmente como moteados (*mottled o burrow mottled*), donde los procesos pedogenéticos y de bioturbación resultan en la disrupción física de la estratificación primaria de la roca (Droser y Bottjer, 1990).

F12: Facies de areniscas calcáreas deformadas

Descripción:

Se reconoce esta facies entre areniscas calcáreas y calizas heterolíticas en niveles delgados con plegamiento y replegamientos diversos, dispuesta entre niveles no perturbados. Las estructuras pueden afectar a la totalidad del intervalo y seguirse lateralmente o estar bien localizadas. En el primer caso, presentan anticlinales y sinclinales abiertos a cerrados, con una marcada disarmonía interna, flancos adelgazados y a veces desmembrados, sin verificarse un plano axial dominante y perturban espesores de entre 5 y 35 cm. Estos intervalos tienen buena continuidad lateral a la escala de afloramiento (Fig. 7.21 A-D). En este tipo de capas pueden existir transiciones a sectores con atenuamientos, estrangulamientos, ensanchamientos y, finalmente, homogeneizados. En contraposición, las estructuras más localizadas se ubican en determinados niveles, bien acotados, pero las estructuras plegadas son simples, con planos axiales verticalizados u oblicuos y a veces rotados (en sentido horario) con respecto a la estratificación. Éstos, sólo afectan a entornos de decenas de cm, sin desarrollar continuidad lateral (subfacies de brechas

irregulares, Fig. 7.22). Su espaciamiento puede ser métrico o de algunas decenas de centímetros. En ocasiones, asociados con esta facies se encuentran proyecciones en forma de diques ortogonales hacia los encajonantes.

Aparecen en la sección inferior de varias de las columnas levantadas y, particularmente bien expuestas en la región del Espinazo del Diablo.

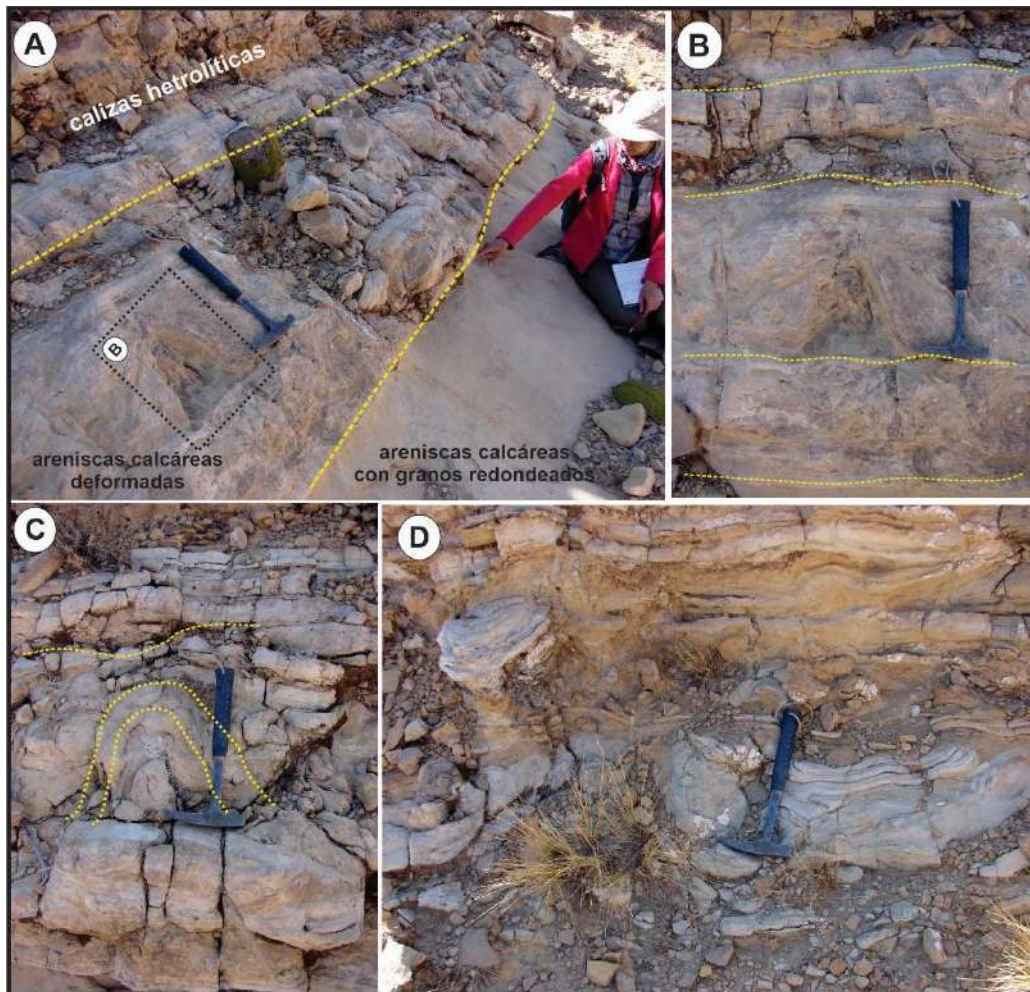


Figura 7.21. A. Areniscas calcáreas deformadas mostrando plegamientos internos variados B. Detalle de A mostrando lo que podría ser un dique de inyección. Nótese la presencia de al menos tres niveles deformados (líneas de puntos amarillos). C. Pliegue convoluto y deformación de las capas que se encuentran por encima. D. Plegamiento y rotura de algunas capas de areniscas, indicando que la deformación localizada fue importante.

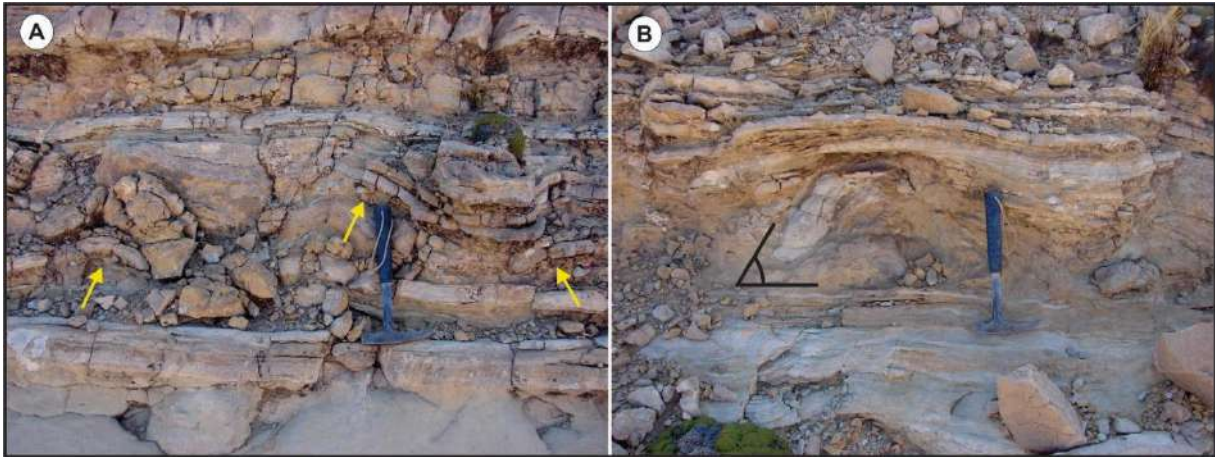


Figura 7.22. Subfacies de brechas irregulares. **A.** Brechas muy mal seleccionadas, geométricamente muy irregulares (véase los clastos señalados por las flechas), con distribución muy localizada que cortan a otros depósitos bien estratificados. **B.** Algunos clastos muestran inclinaciones muy altas debido a procesos de deformación localizada.

Interpretación:

Esta facies se interpreta como producto de procesos de deformación que afectaron a la unidad cuando estaba aún inconsolidada; es decir, que se trataría de deformación muy temprana o sinsedimentaria. Dentro del conjunto, sin embargo, se diferencian dos tipos que podrían haber resultado de diferentes procesos disparadores. Por un lado, las capas más continuas con diversidad de perturbaciones y estilos de plegamiento, indicando una reología dúctil en el estilo de deformación. Esto se explica a partir de los estrangulamientos, ensanchamientos y atenuamientos de espesor, particularmente en los flancos y cierto desmembramiento que da origen a pseudobrechas, entendiendo por este último término a productos deformados con desmembramiento parcial y cambios de espesor que registran la naturaleza relativamente blanda del depósito. Productos homogeneizados indican que la licuefacción fue eficiente, alcanzando la fluidización que localmente permite inyección de materiales al encajonante (Allen y Banks, 1972, Doe y Dott, 1980). De acuerdo a Allen (1984), la licuefacción puede ser inducida en arenas y limos no cohesivos por (1) cambios de presión en los fluidos contenidos en los poros por filtración de los mismos, (2) cambios de presión vibratoria causada por corrientes más o menos turbulentas que pasan sobre sedimentos inestables, y (3) agitación inducida por terremotos provocando que cualquier impulso sísmico pueda iniciar el escape de fluidos, generando la inyección ascendente de sedimentos y deformación dúctil asociada.

El segundo tipo de plegamiento dúctil lo caracterizan las estructuras aisladas pero acotadas a determinados niveles y con separación métrica. Este tipo de estructuras de deformación dúctil indica deformación instantánea y rotacional localizada.

Mientras que el primer tipo indica procesos reológicos predominantemente dúctiles que afectan a la totalidad de un intervalo, el segundo lo hace más localizadamente, indicando que se generaron a partir de

diferentes procesos, aunque ambos localizados temporalmente; esto último, indicado a partir de su ubicación “en *sandwich*” entre intervalos no deformados. El primer tipo se interpreta como producido por fenómenos de perturbación en la estructura que conducen a sobresaturación y exceso de presión de fluidos porales, disparando finalmente fábricas homogeneizadas. Este tipo de fenómenos ocurre asociado con eventos sísmicos o más excepcionalmente, con el embate de eventos de tormenta que inducen vibración y sismicidad.

El segundo tipo, en cambio habría sido generado por deformación localizada o puntual, siendo la interpretación más parsimoniosa, la posibilidad de vincularla con huellas o efectos de subhuella en sustratos relativamente blandos a firmes. Cabe mencionar que dentro de la unidad han sido descritas huellas de dinosaurios que de hecho fueron halladas en el perfil de Jueya y también en el de Hornocal, en vistas en planta. Los efectos de la perturbación por carga localizada generan deformación dúctil y fluidización *insitu* permitiendo que los estratos (según sea su cantidad de agua poral y estado) se deformen o roten parcialmente durante el apoyo, que normalmente implica cizalla en el sentido del movimiento (e.g., la caminata) (Milan et al., 2004; Jackson et al., 2009; Browne, 2009). Teniendo en cuenta que la Formación Yacoraite atraviesa el límite K-T (Marquillas et al., 2003) y en toda la cuenca existe un numeroso registro de huellas (Alonso y Marquillas, 1986; Cónsolle Gonella et al., 2021), se propone que, este tipo de deformación localizada se vincule directamente con este fenómeno (por ejemplo, Xing et al., 2021; Calvo et al., 2022; Díaz-Martínez et al., 2023), que implica que estos ambientes sustentaron una importante fauna de vertebrados de la época. Los intervalos afectados por deformación profusa pueden haber resultado de sismicidad asociada con inestabilidad volcanotectónica, indirectamente indicada por la intercalación de tobas atravesando el espesor de la unidad.

F13: Facies de pelitas verdes laminadas

Descripción:

Esta facies está compuesta por fangolitas de color verde a marrón amarillento dispuestas en niveles tabulares, con espesores que varían entre 0,3 a 1,2 m. Composicionalmente están formadas por minerales arcillosos (>80%), micrita/microsparita (10%), ostrácodos (15%), limo (2%) y opacos (~0, 5%). Internamente, pueden alternar algunos niveles muy delgados de areniscas, limolitas y calcarenitas amarillentas con trenes de óndulas y topes afectados por bioturbación. Delgados niveles de pelitas verdes han sido también detectados como finas particiones, comunes entre las variedades de facies heterolíticas a través de gran parte de la unidad. Por lo general, la facies presenta contactos netos, tanto de base como en el techo (Fig. 7.23. A-B), y está definida por una laminación fina caracterizada por

láminas planares continuas dispuestas en forma paralela. Su identificación en el campo es por validación visual de los constituyentes silicoclásticos y por la falta o baja reacción al ácido clorhídrico con concentración del 10%. Se han observado estructuras subestratales tales como grietas de desecación.

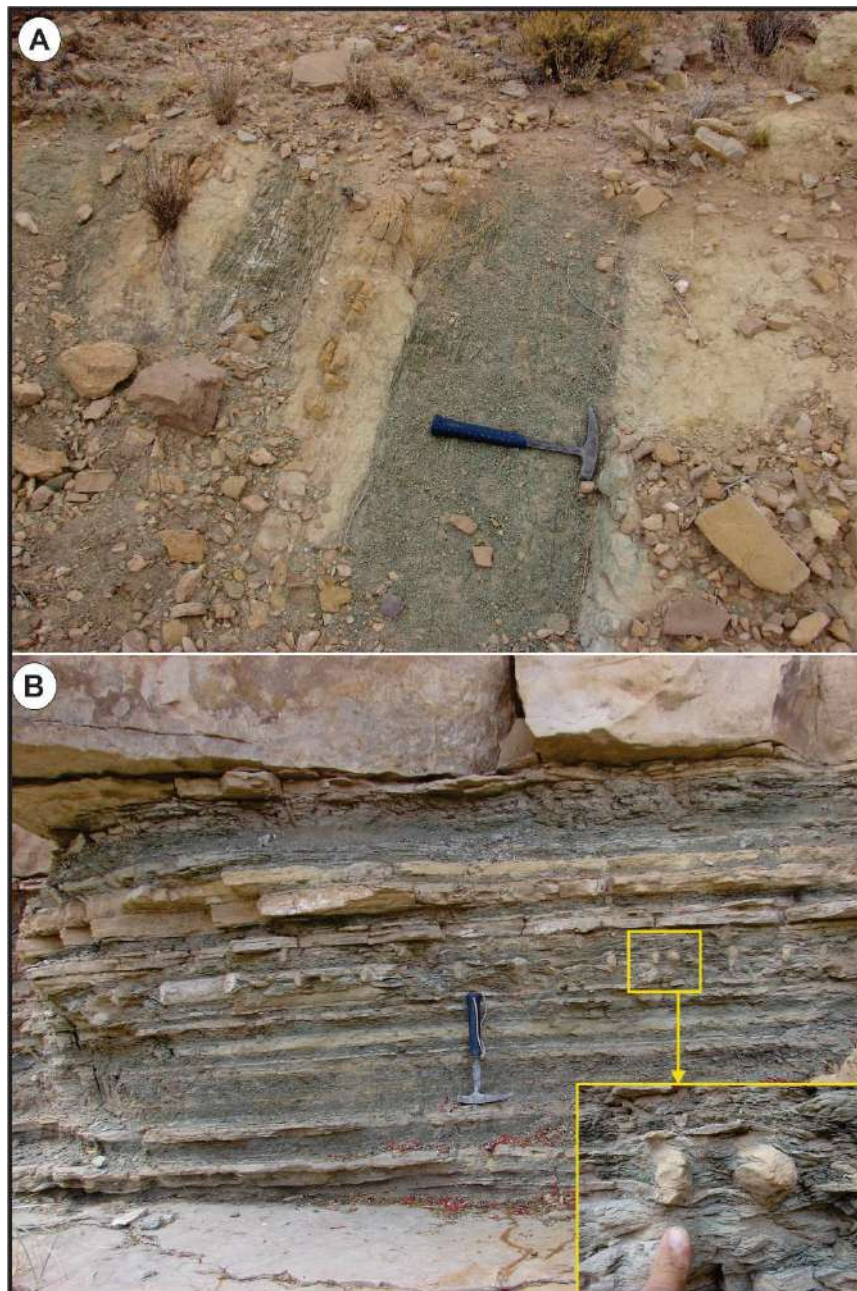


Figura 7.23. A. Pelitas verdes bien laminadas alternando entre calcarenitas oolíticas. B. Particiones finas de pelitas verdes en facies heterolíticas. El recuadro amarillo muestra en detalle tabiques verticales arenosos asociados a un nivel con grietas de desecación.

Interpretación:

La laminación fina que caracteriza a la facies de pelitas verdes laminadas está relacionada con una decantación selectiva de materiales finos transportados en suspensión en condiciones subácueas. La

laminación ocurre normalmente por decantación desde plumas de finos en suspensión, donde las granulometrías limo caen más rápido al fondo que las partículas de arcilla que son filiformes y aunque se puedan flocular decantan más lento generando la lámina más oscura y fina.

F14: Facies de limo-arcillitas rojas y moradas

Descripción:

Se componen entonces de fangolitas multicolores (Fig. 7.24. A-B), ocasionalmente con pasajes a las pelitas verdes, masivas o con laminación horizontal difusa y tenue, con espesores relativamente constantes (0,4 a 1 m). Los contactos de base y techo son netos ondulados. Tienen moteados y algunas estructuras cementadas pueden ser marcas de raíces o directamente rizolitos mal preservados. Petrográficamente, se reconocen granos de cuarzo angulosos a subangulosos, minerales arcillosos (>80%), y opacos (~10%). Se han reconocido principalmente en los tramos medios y superiores de la Formación Yacoraité donde se destacan por su homogeneidad interna y una mezcla con proporciones de arcillas, limos y arenas muy finas.



Figura 7.24. A. Pelitas rojas y moradas de la sección Espinazo del Diablo. **B-C.** Pelitas rojas de la sección de Calilegua. **C.** Hacia los topes estas pelitas pueden desarrollar superficies con polígonos.

Interpretación:

Esta facies se interpreta como producto de la decantación por suspensión de material silicoclástico acompañado por procesos que favorecen a la floculación de las arcillas generando estructuras masivas. Esta facies representa momentos donde la productividad carbonática disminuye y la decantación de material silicoclástico fino domina la sedimentación. Esto puede darse tanto por pulsos de profundización o por variaciones geoquímicas en el medio, es decir, variaciones en la temperatura, oxigenación, salinidad, pH, eH o nutrientes (Flügel, 2009).

F15: Facies de calcipelitas laminadas

Descripción:

Esta facies de composición calcárea, están formadas por *mudstones* laminados, *mudstones* micríticos homogéneos y *mudstones* laminados evaporíticos, ocasionalmente pueden contener fragmentos de ostrácodos. Se manifiesta en niveles tabulares delgados grisáceos a amarillos bien laminados y de grano fino (limo-arcilloso) (Fig. 7.25). Los espesores varían entre 1 a 15 cm, con laminación interna paralela a ondulada. La laminación textural se da por una alternancia entre calcilimolitas muy finas, a veces dispuestas de manera microgradadas (milimétricas) con contactos basales netos. Ocasionalmente, se visualizan a escala microscópica superficies de truncamiento de muy bajo ángulo. Rasgos de bioturbación que generen mezcla de material e interrupción de la laminación son comunes, así como también patrones de agrietamiento variados (Fig. 7.25). Aparece intercalada con calcarenitas oolíticas y bioclásticas y más comúnmente con facies estromatolíticas finas (*mudstones/dolomudstones* microbialítico crenulado).

Esta facies se encuentra en toda la formación, pero puede ser más dominante en la parte media y superior de la misma.

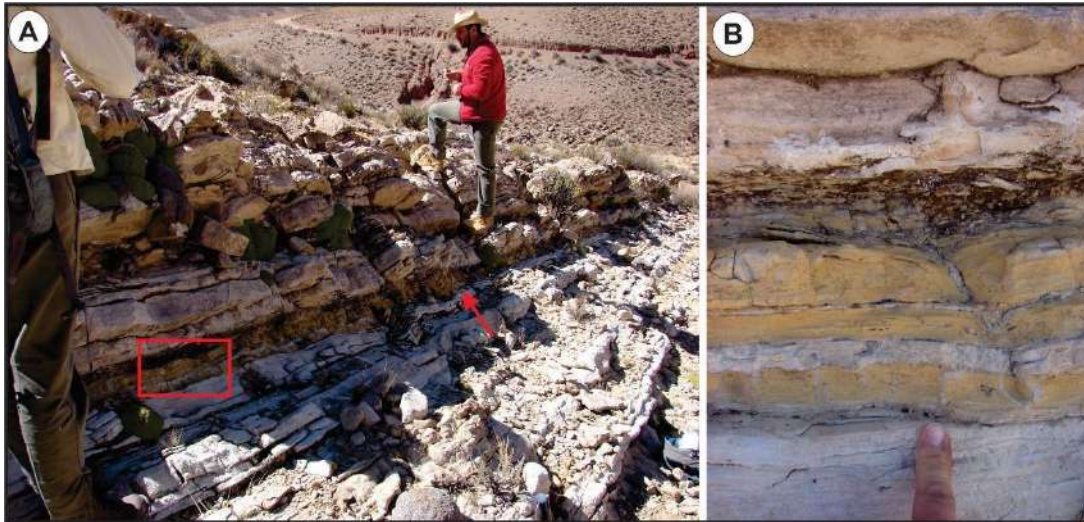


Figura 7.25. A. Alternancia entre calcarenitas oolíticas-bioclásticas y niveles delgados tabulares de calcipelitas. B. Detalle del recuadro en A, mostrando los niveles de calcipelitas bien laminadas truncadas por tabiques verticales rellenos de calcarenitas.

Interpretación:

La laminación paralela en esta facies obedece a procesos de decantación en ambientes de reducida energía. Los niveles de calcilimolitas gradadas podrían corresponder a eventos de energía ligeramente mayores, con condiciones óptimas para la colonización parcial de organismos perforantes (epifaunales). La presencia de superficies agrietadas indicaría momentos de exposición subaérea.

F16: Facies de tobas volcániclasticas

Descripción:

Esta facies corresponde a depósitos blanquecinos y amarillentos (Fig. 7.26. A-B), de grano fino, mal cementados, a veces pulverulentos, compuestos de materiales finos y donde resaltan algunas micas ehedrales. Al microscopio existen restos de vidrio volcánico entre materiales arcillosos y cristaloclastos angulosos (piroclastos < 2 mm). Esta facies se presenta en cuerpos tabulares con excelente continuidad lateral en espesores centimétricos a decimétricos (0.05 a 0.4 m), y tonalidades muy claras, predominando el blanco, rosado blanquecino y blanco verdoso. En ocasiones cubre depósitos de diferente naturaleza y geometrías irregulares estromatolíticas.



Figura 7.26. A-B. Tobas volcanoclásticas reconocidas en los niveles basales de la Formación Yacoraite, las imágenes corresponden a tobas de la sección de Hornocal donde afloran en bancos tabulares delgados de excelente continuidad lateral. **B.** Nótese que las areniscas que se encuentran inmediatamente por encima y por debajo se encuentran deformadas.

Interpretación:

Las rocas piroclásticas constituyen la evidencia de un vulcanismo ácido a intermedio durante el Cretácico Superior que aportó cenizas y polvo volcánico a la cuenca de la Formación Yacoraite (Marquillas, 1985), con bastante frecuencia y durante todo el intervalo de sedimentación de la unidad. Dada su intercalación en prácticamente toda la unidad, es posible que se trate de expresiones asociadas al tercer ciclo efusivo definido para la cuenca cretácica del noroeste argentino (Reyes y Salfity, 1973; Coira et al., 1982, Carrera y Muñoz, 2008), pudiendo constituir excelentes niveles guía para datar y correlacionar.

Recientemente, un conjunto de tobas registradas a través de toda la unidad, provenientes de la subcuenca de Metán fueron exitosamente datadas mediante el método U/Pb en circones por Rohais et al. (2019) y Montano et al., (2022) y arrojaron edades bastante más acotadas que lo que previamente se conocía (véase Introducción). El segundo trabajo, además, complementa las edades de circones con edades U/Pb de carbonatos (en cementos y componentes) logrando ajustar aún más la edad de la misma. Igualmente, ambos trabajos arrojan un rango de edades consistentes entre ellas, de muy buena confiabilidad, acotadas entre ca. 69-68 y 63-62 Ma, que reducen la duración de la unidad entre 5 y 6 millones

de años como máximo. Estas edades difieren por algunos millones de años con edades previas publicadas con anterioridad (Marquillas et al., 2011; Pimentel et al., 2012).

CAPÍTULO 8: ASOCIACIONES DE FACIES Y MODELO PALEOAMBIENTAL

Las asociaciones de facies fueron agrupadas teniendo en cuenta sus relaciones verticales y eventuales pases laterales, es decir interdigitaciones o equivalencias laterales en el sentido de Collinson (1969), utilizando el criterio de Walther (Middleton, 1973). A partir de esto y considerando los procesos indicados por las facies se identificaron los paleoambientes en el marco de los cuales se habría depositado la Formación Yacoraite. Las asociaciones de facies se ordenan en cinturones de facies que representan diferentes subambientes deposicionales.

8.1. ASOCIACIONES DE FACIES DE AMBIENTES COSTEROS INFLUENCIADOS POR MAREAS

8.1.1. Asociación de facies en costas de bajo gradiente abiertas al cuerpo de agua

En áreas costeras influenciadas por corrientes mareales esta asociación puede desarrollarse, ya sea enfrentada a un cuerpo de agua abierto y paralelo a línea de costa o dispuestas a sotavento de barreras en albuferas, engolfamientos y/o estuarios (Boyd et al., 1992; Dalrymple, 1992; Dalrymple et al., 2012). En este ambiente de planicie mareal, se pueden definir posiciones batimétricas caracterizadas por asociaciones de facies.

En la zona submareal las facies son granulares con calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada (F1), calcarenitas oolíticas con estratificación sigmoidal (F2) y estromatolitos dómicos aislados o agrupados (F9c). El conjunto de esta asociación representaría los ambientes submareales de mayor energía correspondientes a sistemas de barras (*oolitic shoals*) o planicies calcareníticas, donde las calcarenitas presentan diferentes morfologías de dunas 2 y 3D (Fig. 8.1). De manera excepcional, y hacia posiciones más profundas (distales) se pueden encontrar calcarenitas tabulares con estructuras *hummocky* que representarían episodios de tormenta (Fig. 8.4. C). Esta asociación se desarrolla preferencialmente en ambientes marinos abiertos y, excepcionalmente, en engolfamientos de gran dimensión con profundidad suficiente. Sin embargo, cabe aclarar que los contextos submareales profundos normalmente se caracterizan por un predominio de facies fangosas (*mudstones* y *wackstones*) y producto de decantación, profusamente bioturbadas. Estas últimas, se encuentran muy subordinadas e incluso ausentes como, por ejemplo, en el Espinazo del Diablo. Esto podría explicarse con una escasa profundidad e influencia de la base del oleaje de buen tiempo hasta el fondo. De lo contrario, los espesores relativos de *mudstones* y *wackstones* bioturbados serían significativos. Alternativamente, estos materiales habrían sido exportados del sistema por acción de las corrientes de mareas.

La zona intermareal está compuesta por calcarenitas oolíticas y calcipelitas con estratificación ondulosa, lenticular y flaser (F8), intercalada junto a calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas (F4), algunas de ellas con grietas de desecación al tope (Fig.8.3. A). Algunas de estas facies presentan capas de coquinas (F5) y calciruditas intraclásticas (F6), donde es común observar intraclastos de *mudstones*, *grainstones* y *microbialitos* que aparecen como fragmentos rotos y retrabajados constituyendo intraclastos. Las capas bioclásticas de baja selección y baja diversidad de gastrópodos o bivalvos representan probablemente la fauna intermareal. En mayor o menor medida, casi todas estas capas pueden estar bioturbadas, con tubos verticales simples o en forma de U, típicamente de la icnofacies de *Skolithos*.

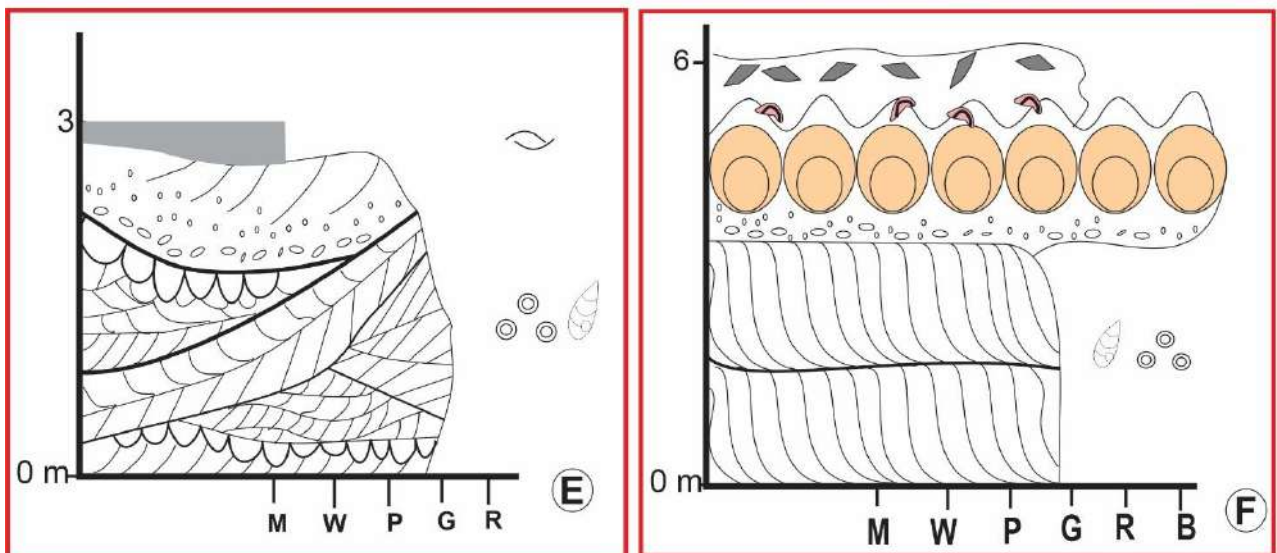
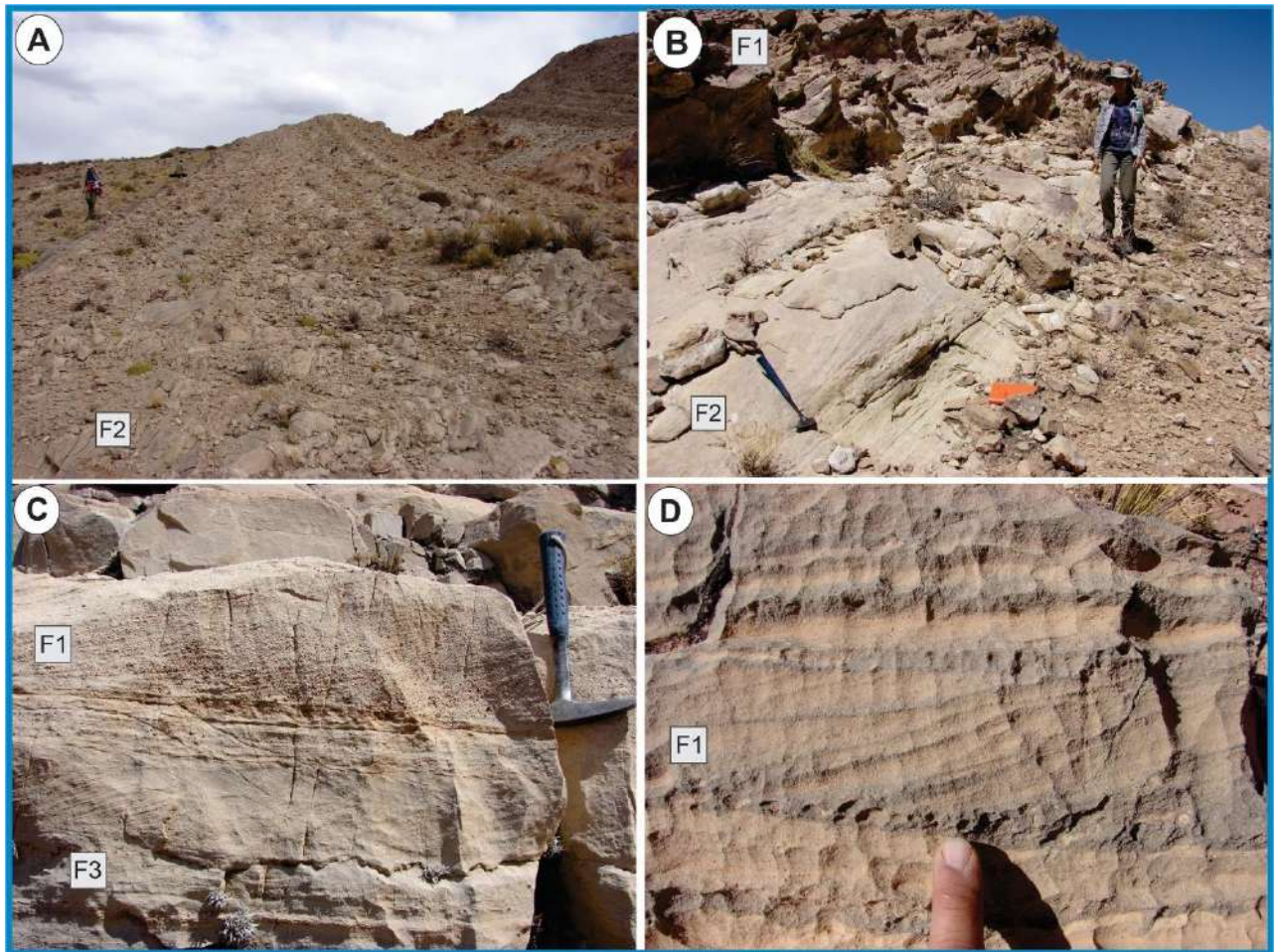


Figura 8.1. Facies características de posiciones submareales que pueden ser comunes a todos los subambientes reconocidos. **A-B.** Cuerpos sigmoidales de gran escala formados por calcarenitas oolíticas. **C.** Capas de calcarenitas con estructuras bimodales-bipolares. **D.** Estratificación cruzada de alto ángulo y superficie de reactivación marcada por un nivel delgado con intraclastos. **E.** Representación esquemática de ciclos típicos de condiciones de alta energía en ambientes submareales, como por ejemplo, canales de marea y barras mostrando estructuras en artesas, bimodales-bipolares con algunas intercalaciones más intraclásticas. El ciclo puede ser somerizante y terminar en calcipelitas. **F.** Representación esquemática de un ciclo somerizante con estructuras sigmoidales en la base a la que le siguen estromatolitos creciendo a partir de una superficie endurecida (tipo *hardground*)

culminando en un nivel brechado *in situ* formado por fragmentos de estromatolitos y *grainstones* que pueden estar recubiertos o no. Las referencias de la imagen se encuentran en la Fig. 4.1.

Las facies representativas de posiciones supramareales que conforman este ambiente, son en general intervalos laminados (Fig. 8.1), con presencia de estromatolitos planares-crenulados (F9a), brechas calcáreas (F7a) con frecuentes truncamientos erosivos de bajo ángulo y pavimentos agrietados junto a rasgos característicos de exposición subaérea (Fig. 8.1). Las litologías más comunes son *mudstones* laminados, algunos dolomitizados, estratos de *grainstones* de grano fino y los estromatolitos planares-crenulados con rasgos de pedogénesis (*mudstones* a *wackestones* microbialíticos pedogenizados, Fig.5.29). Los estromatolitos planares crenulados tienen baja continuidad lateral o cambian su espesor y se acuñan, mostrando cambios laterales siendo, asimismo, afectados por grietas de desecación. A veces constituyen estructuras poligonales mayores de compresión del tipo de los *tepees* (Assereto y Kendall, 1977; Alsharhan y Kendall, 2003) y también pueden ser afectados por disrupción por bioturbación en la llanura mareal. Las capas con estructuras de deformación sinsedimentaria (F7c y F12), se habrían formado en ambientes prácticamente expuestos afectando a sedimentos blandos aún no consolidados. En este marco, los procesos que habrían facilitado habrían estado, alternativamente, controlados por actividad de origen biótico (huellas o subhuellas de vertebrados) o deformación por sismicidad induciendo licuefacción.

La exposición esporádica de la planicie de marea superior produce la desecación de los *mudstones* por emersión, formando pavimentos agrietados (Fig. 8.1), que dan lugar a brechas *in situ* con diversos grados de encaje (F7a). No obstante, no se puede descartar que algunas de estas brechas sean la expresión de episodios de tormentas en posiciones supramareales (proximales) (Fig. 8.2. B) o de brechas representando mayores tiempos de exposición e incipientes fenómenos de disolución (kársticos). Asimismo, asociado con grietas o pavimentos agrietados aparecen facies evaporíticas, en particular variedades de pseudomorfo de halita (Fig. 8.3) y de yesos nodulares, estos últimos intrasedimentarios e incluidos en *mudstones* laminados evaporíticos. De esta manera, se puede interpretar que las planicies supramareales (o eventualmente, supralitorales) estuvieron dominadas por procesos evaporíticos inducidos por capilaridad y asociados con un balance hídrico negativo, indicativo de condiciones climáticas de aridez.

Las asociaciones inter y supramareal se pueden originar por igual en cualquiera de los subambientes anteriormente mencionados, no necesitando de profundidad alguna para su desarrollo. Sin embargo, su extensión areal y ancho (medido ortogonalmente al cuerpo de agua) habría estado controlado por la pendiente primaria de la planicie y de la amplitud de la marea.

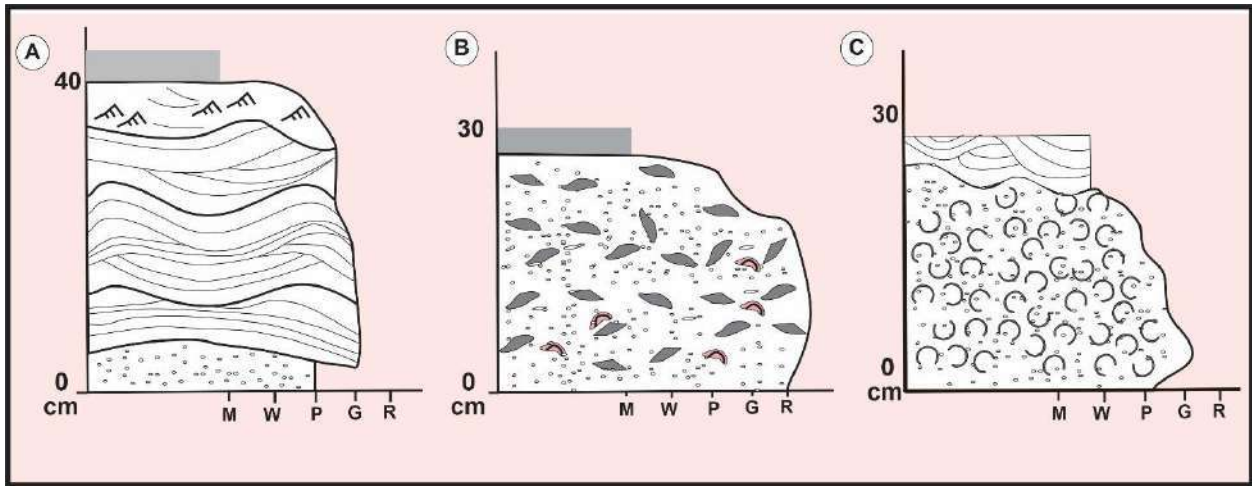


Figura 8.2. Esquemas representativos de ciclos elementales característicos de episodios de tormenta reconocidos en los diferentes subambientes de la Formación Yacoraite. **A.** Ciclo elemental formado por calcarenitas con estratificación en domo y cuenco (*hummocky*) comúnmente hallada en posiciones distales del engolfamiento, que pueden finalizar en facies con ondulitas. **B.** Ciclo elemental de brechas calcáreas con variedad de componentes asociadas a posiciones más proximales del engolfamiento. **C.** Ciclo elemental de un evento de tormenta con componentes bioclásticos, generalmente monotípicos que reflejan condiciones prácticamente excepcionales de depositación y en consecuencia, poco frecuentes en la Formación Yacoraite.

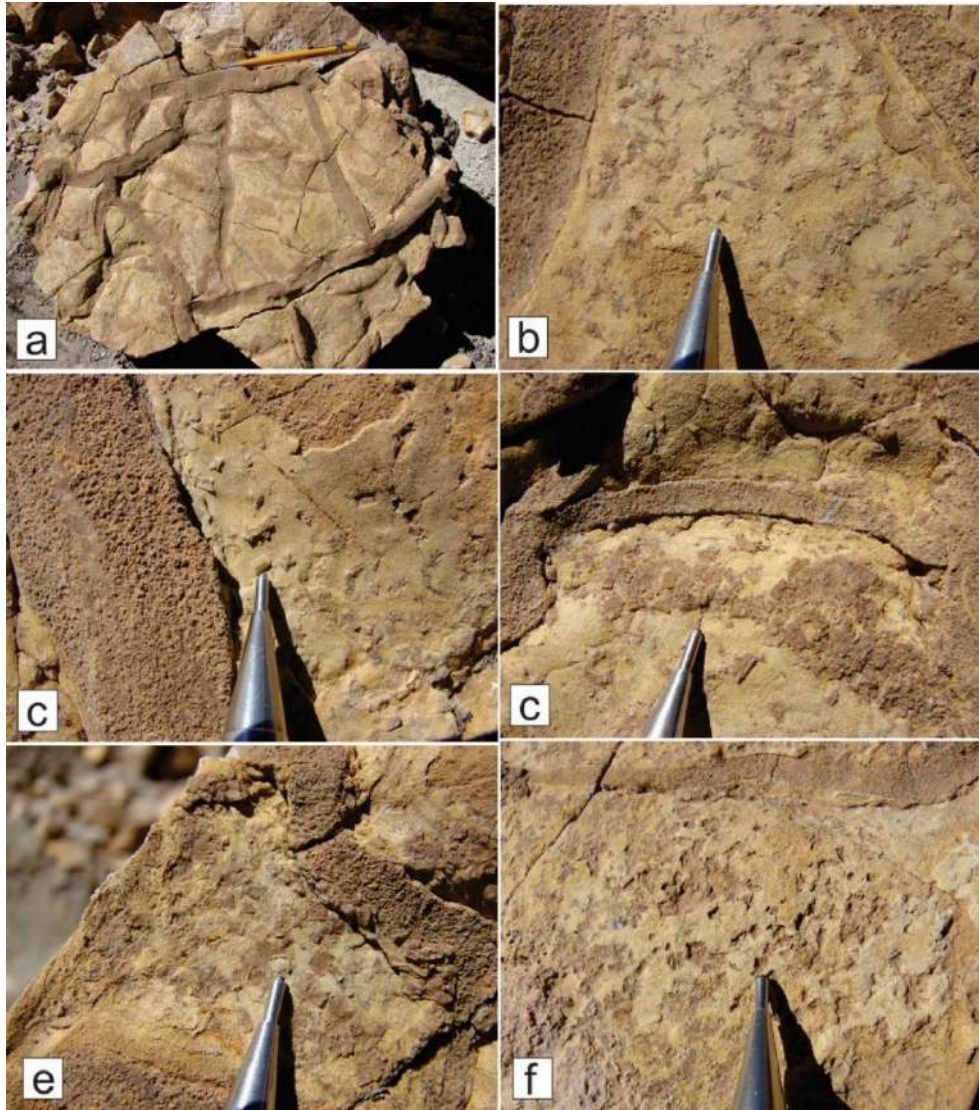


Figura 8.3. Asociación de facies supramareal con grietas de desecación y pseudomorfos de halita. **A.** Vista en planta de polígonos de desecación en series superpuestas. Nótese las típicas juntas en alto ángulo. **B.** Detalle de la superficie de un polígono entre grietas visibles a ambos lados de las fotos con variedades de pseudomorfos de halita con morfologías entre esqueléticas y cúbicas. **C, D y E.** Detalles de las morfologías cúbicas, algunas en tolva. Nótese que el relleno evaporítico domina en las grietas constituyendo casi el 100% del material que la ocluye. **F** Pseudomorfos parcialmente disueltos (en sombra) realizados por la iluminación tangencial. En todos los casos estas morfologías están reemplazadas por calcita.

8.1.2. Asociaciones de facies de retrobarrera (albuferas abiertas o cerradas)

Un sistema de barrera de *grainstones* oolíticos parcialmente enriquecidos en cuarzo, ya sea parcialmente sumergida o emergida, puede proteger a la planicie de marea del oleaje y generar ambientes relativamente restringidos, limitando, un cuerpo de agua afectado fundamentalmente por la influencia de mareas (Pratt, 2010; Lasemi et al., 2012). No obstante, la actividad del oleaje puede en los casos de albuferas o engolfamientos de gran dimensión ser también relativamente importante. Asimismo, en los casos

de barreras incipientes, sumergidas la actividad de tormentas puede ser otro factor de modelación importante.

1. *Barrera sumergida*: Cuando la barrera se encuentra sumergida, los entornos submareales pueden ser similares a aquellos de costas abiertas, propicios para la formación de *boundstones* microbiales y biohermos en parches y domales (F9e), junto a la facies de *grainstones* oolíticos con estratificación cruzada de alto ángulo (F1) y estratificación de gran porte, típicamente sigmoidal (F2) (Fig. 8.1). En estos ambientes submareales, las condiciones son propicias para el desarrollo de los estromatolitos entre depósitos de *grainstones* oolíticos, estos últimos modelados en forma de dunas y bancos tridimensionales. En estas condiciones de moderada energía, los estromatolitos desarrollaron un buen crecimiento vertical y lateral (Suosaari et al, 2016a y b). Con frecuencia, estos sistemas de barrera fueron afectados por tormentas generando erosión, nivelación y acumulación de granulometrías de mayor tamaño (intraclastos, incluyendo fragmentos de estromatolitos y valvas). Variaciones laterales de facies pueden darse en momentos en que se forman pequeños deltas mareales o derrames hacia la albúfera (Fig. 8.11).

El enriquecimiento en cuarzo de esta asociación está dado por granos de cuarzo (más del 99 %) redondeados y con texturas bimodales (F10), que representan un influjo de origen eólico en parte retrabajado desde la infrayacente Formación Lecho sobre la que el mar transgrede y, complementariamente, de dunas costeras que acompañaron la costa transgresiva. Rápidamente, cuando los granos silicoclásticos se incorporan en la factoría carbonática activa pasan a constituir núcleos de ooides superficiales (Fig. 8.4).

Las cuarzoarenitas bien redondeadas, a menudo con cemento calcáreo, se interpretan como vinculadas con aporte silicoclástico que ingresaba al sistema desde cinturones eólicos costeros a partir de actividad eólica y retrabajo por corrientes mareales. Dado que la fábrica carbonática estaba instalada, estos granos terrígenos tienen recubrimientos micríticos delgados tal como se observa en el análisis petrográfico, con el pasaje transicional de cuarzoarenitas a *grainstones* oolíticos con ooides superficiales. Cabe destacar que estos depósitos pueden estar presentes en los tres subambientes presentados, en condiciones submareales y alternando con calcareníticas típicas de ambientes carbonáticos.

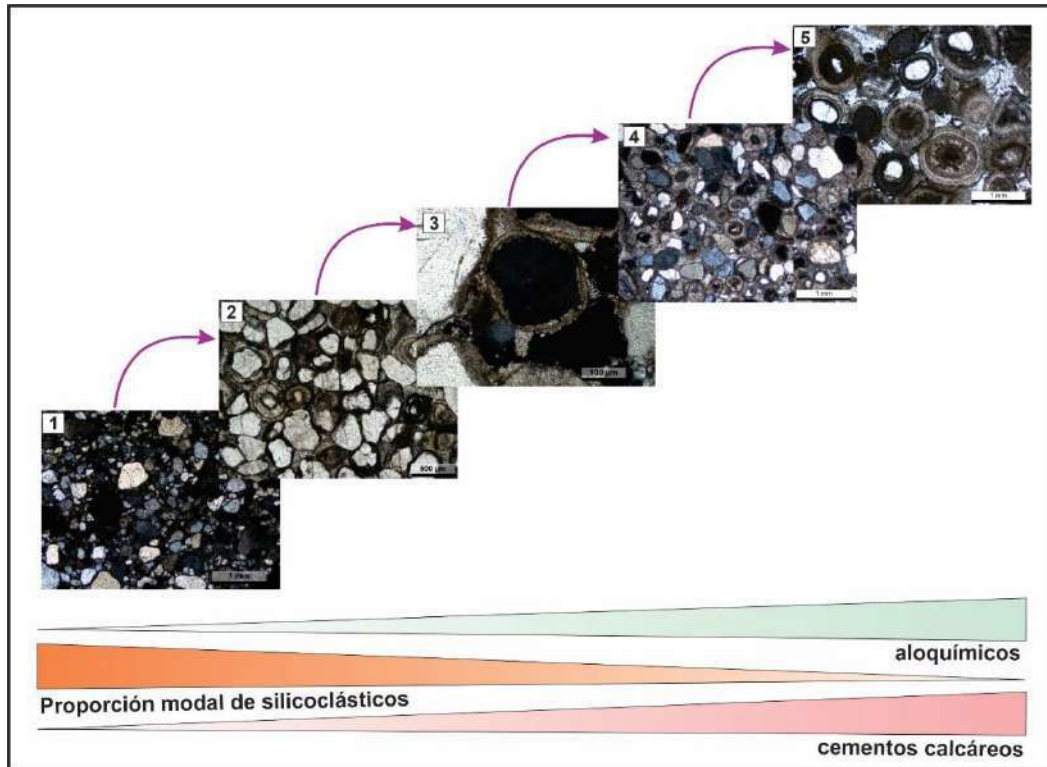


Figura 8.4. Sucesión petrográfica que muestra un incremento progresivo y gradual en la proporción de carbonatos. (1) cuarzoarenita con granos redondeados y escaso cemento, (2) aparición de cemento micrítico ferruginoso ligando granos detríticos, algunos granos muestran recubrimientos superficiales, (3) formación de ooides incipientes, con cortezas muy delgadas y sin compensación de forma, (4) aumento progresivo de micrita y ooides con dos o tres capas corticales y finalmente, (5) ooides multicapas bien redondeados, con núcleos silicoclásticos y cemento esparítico en mosaico formando verdaderos *grainstones* oolíticos.

2. *Barrera expuesta*: En condiciones de emersión, las islas-barrera, limitan albuferas y engolfamientos que quedan relativamente restringidas al acceso del oleaje marino abierto y sometidas a la acción de las mareas (Figs. 8.5 y 8.6). El hallazgo de ooides fracturados y en media luna (véase cap. 5) habrían resultado de procesos de colisión entre granos potencialmente dentro de este ambiente subaereo. En posiciones de retrobarrera, en la propia albufera, las facies intermareales más comunes están representadas por estratificación heterolítica (F8), en las que alternan bandas de *mudstones* laminados y ondulados, *mudstones* micríticos homogéneos, *mudstones a wackstones* bioclásticos y *wackstones* bioclásticos, junto a calcarenitas oolíticas formadas por *grainstones* y *packstones* oolíticos, peloidales y bioclásticos (Figs. 8.1. A-B y 8.5). Esta asociación correspondería a ambientes subacuos someros restringidos, con sedimentación por decantación de *mudstones* alternando con capas tractivas ricas en ooides, que representaría la sedimentación en situaciones próximas a barras oolíticas. Estas facies son interpretadas como depósitos de decantación asociados con periodos de tranquilidad entre mareas (*slack periods*) y de tracción de corrientes bimodales (flujo y reflujos), en un ambiente de planicies de mareas (Nio y Yang, 1991; Reineck y Singh, 1980; Visser, 1980).

En la zona supramareal, las facies más comunes son los estromatolitos planares crenulados (F9a) que rápidamente tapizan estas superficies, y alternan con facies heterolíticas con abundantes grietas de desecación (F8) junto a algunos niveles brechados *in situ* (F7a), que se habrían formado por exposición más o menos prolongada.

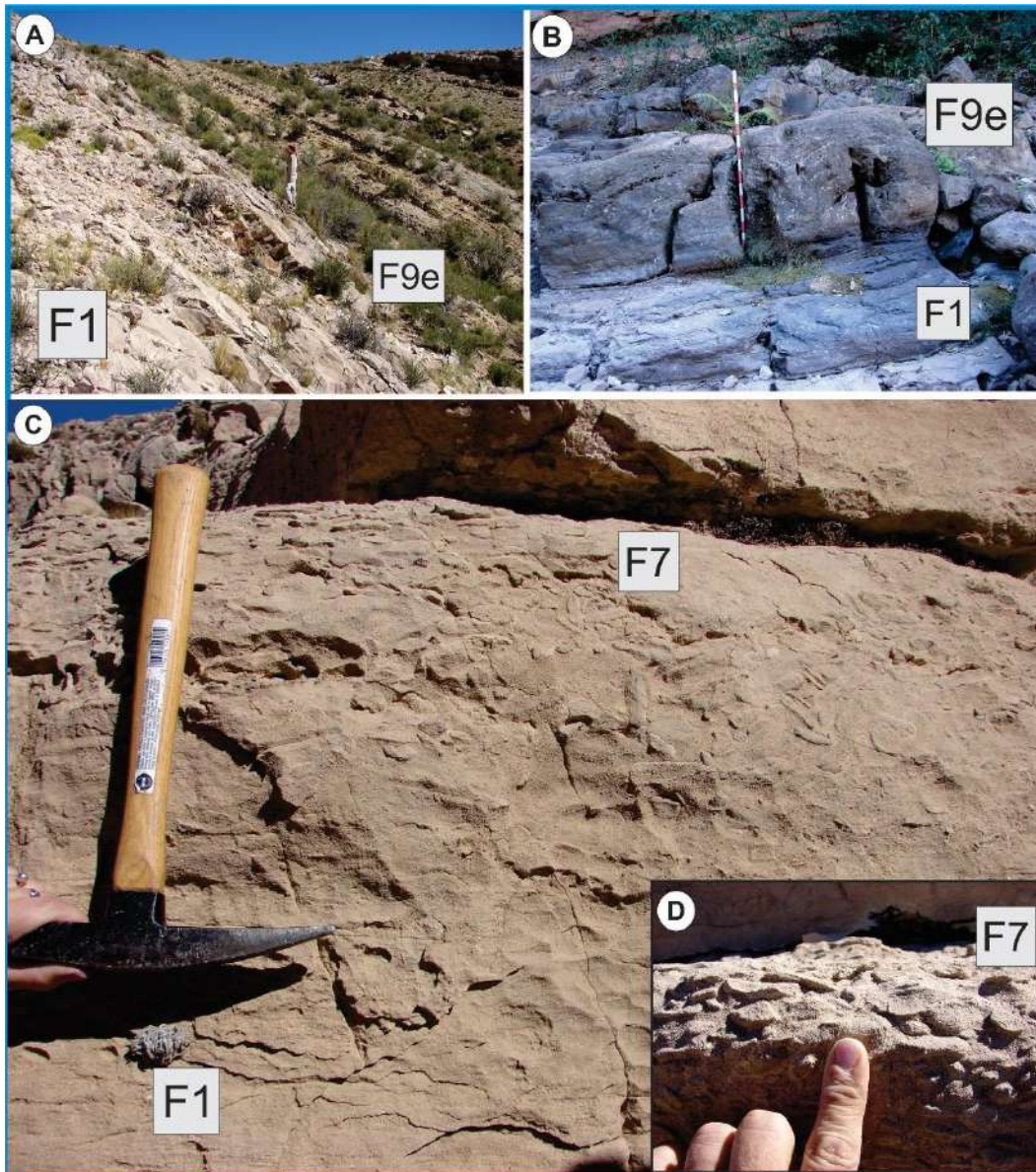


Figura 8.5. A-B. Asociación de facies de ambientes submareales formada por estromatolitos tabulares cubriendo calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada de alto ángulo comunes en barreras oolíticas. A) Espinazo del Diablo, B) Callegua (Río Jordan). **C.** Brechas dispuestas al tope de bancos de *grainstones* oolíticas formadas por clastos de la misma composición que la matriz que los contiene reflejando un transporte limitado y sugiriendo eventos de redepósitos propios de entornos submareales asociados a episodios de tormentas.

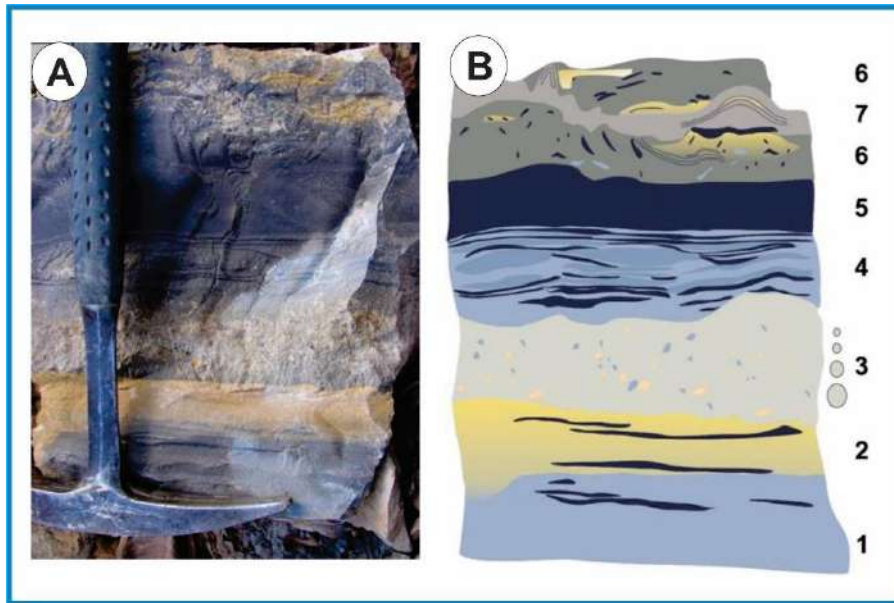


Figura 8.6. Calizas heterolíticas finalizando en un estromatolito microdomal a digitado. Sección de Calilegua **A.** Fotografía de afloramiento (escala: piqueta 33 cm de largo). **B.** Interpretación de la foto de afloramiento. 1) Facies heterolíticas, *grainstone* de grano fino con particiones de *mudstone*. 2) Forma parte de las facies heterolíticas de la parte inferior (1) con la característica que esta capa está dolomitizada (colores amarillos), la parte superior presenta ripples asimétricos. 3) Capa de tormenta, con gradación normal e intraclastos de las facies heterolíticas subyacente. Nótese el carácter erosivo-irregular de la base 4) Facies heterolíticas con estratificación ondulosa, los colores azul oscuro son *mudstone*, mientras que los colores azules claros *grainstone* de grano fino. 5) Capa de *mudstone*. 6) Capa de *rudstone/grainstone* intraclásticos, asociadas a eventos de tormentas. Los sectores amarillentos son zonas parcialmente dolomitizadas. 7) Capa de estromatolitos micro-domales a digitados colonizando el sustrato inferior de *rudstone/grainstone* intraclásticos. En algunos intervalos, como por ejemplo el intervalo 4, parece estar afectado por perturbaciones, que pueden ser alternativamente bioturbaciones, estructuras de escape de fluidos o grietas, generando deformaciones sinsedimentarias suaves.

8.1.3. Asociaciones de facies de engolfamientos dominados por mareas

Esta asociación de facies correspondería a engolfamientos y, eventualmente, estuarios sin aporte detrítico, dominados por mareas (Fig. 8.10). En posiciones cercanas a la boca del estuario o engolfamientos semicerrados, la asociación de facies está formada por facies granulares, tales como calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada (F1), calcarenitas con estratificación bimodal-bipolar (F3), calciruditas intraclásticas (F6), escasas areniscas calcáreas (F11) y algunos estromatolitos aislados o agrupados (F9c) que se ubican en posiciones submareales. Las facies de *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-bioclásticos arenosos y *grainstones-packstones* peloidales bioclásticos, con estratificaciones cruzadas de gran espesor es probable que formaran parte de barras de arenas oolíticas (*shoals*) asociadas a corrientes de mareas (*tidal currents*) y también a canales de mareas (*tidal creeks*) (Dalrymple, 1992). Los ooides, principales sedimentos carbonáticos en estos ambientes costeros, son arrastrados por las corrientes de mareas y generan formas del lecho del tipo duna, dando lugar a estratificaciones cruzadas, estratificaciones bimodales tipo *herring-bone* cuando la velocidad de las corrientes es mayor y ondulitas cuando la velocidad disminuye (Figs. 8.1. D y 8.2. C), con *sets* de estratificación que pueden alcanzar hasta los 30 cm de

espesor. En posiciones submareales, la marea tiene mayor intensidad por lo que las longitudes y amplitudes de las ondas son mayores, generando retrabajo de las arenas carbonáticas y la formación de estratificaciones cruzadas de espesores considerados (Fig. 8.7). A su vez, superficies con bajo ángulo truncando conjuntos de láminas frontales pueden interpretarse como superficies de reactivación (Klein 1970; Dalrymple et al., 1978). Es decir, superficies de interrupción con suave erosión que caracterizan los momentos de mayor intensidad de las corrientes subordinadas durante los lapsos de sicigia o de mareas meteorológicas inusuales.

Variaciones de esta asociación, puede estar representadas hacia posiciones laterales de los engolfamientos, dominadas por ambientes intermareales y supramareales cercana a bordes de planicies fangosas o canales por facies más finas y con contenido silicoclástico como areniscas calcáreas con granos redondeados (F11), facies heterolíticas (F8), margas laminadas (F10) y calcipelitas laminadas (F15).

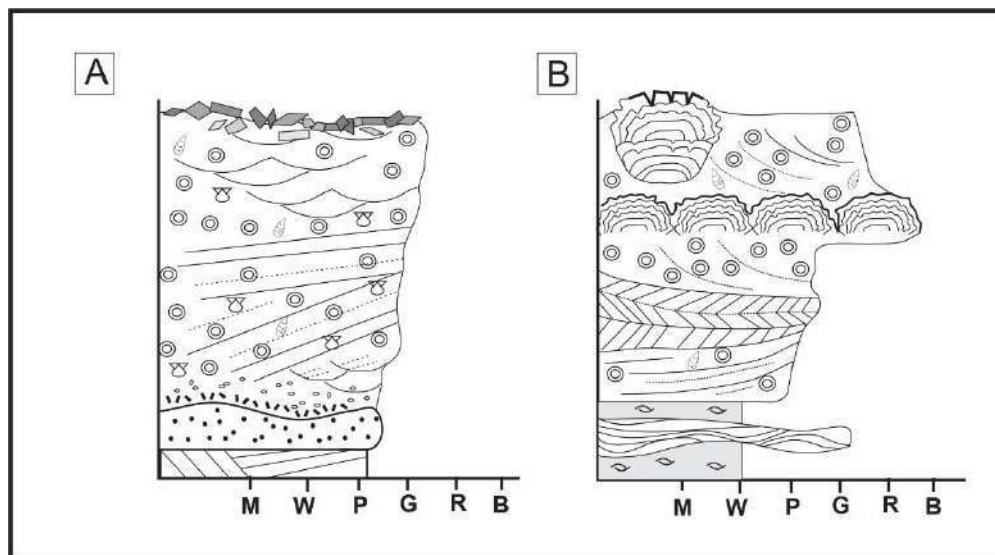


Figura 8.7. Representación esquemática de las variedades de secuencias progradantes en sistemas costeros dominados por mareas interpretadas para la Formación Yacoraite. **A.** Secuencia predominantemente calcarenítica con ooides y bioclastos con estratificación cruzada de alto ángulo de la zona submareal. En la parte inferior del esquema, una capa de tormenta puede estar formada por *grainstones* intraclásticos. En ambientes supramareales pueden ser frecuentes brechas de exposición formadas in situ. **B.** En este caso, el evento de tormenta se manifiesta por una alternancia entre *wackstones* bioclásticos con ostrácodos y estructuras en domo y cuenco (*hummocky*). En áreas con profundidades someras y con frecuente exposición de la planicie supramareal, los estromatolitos pueden exponerse y agrietarse.

8.2. ASOCIACIONES DE FACIES DE AMBIENTES CONTINENTALES

8.1.1. Asociaciones de facies de lago abierto

1. *Asociaciones lacustres litorales:* Estas asociaciones están compuestas facies silicoclásticas intercaladas con facies carbonáticas (eventualmente mixtas). Entre estas se incluyen: facies con estratificación heterolítica (F8), calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada (F1), calcarenitas

bioclásticas-oolíticas gradadas (F4) y estromatolitos dómicos aislados o agrupados (F9c). Están compuestas principalmente por *grainstones-rudstones* bioclásticos de ostrácodos y gastrópodos y *mudstones* con laminación paralela. Esta asociación puede interpretarse formada a partir de etapas contrastadas en el marco de sistemas lacustres. Las facies con proporción detrítica resultarían de una expansión lacustre con alternancias climáticas muy altas y con la instalación de deltas que operaban durante un tiempo aportando material terrígeno que se entremezclan con los sedimentos carbonáticos. Las facies carbonáticas estarían asociadas a momentos de menor aporte extracuencal, en el que la estabilización de los *shoals* de arena permite el desarrollo de ooides y parches localizados de estromatolitos colonizados por bioclastos (Fig. 8.8. D). Por lo tanto, *grainstones* bioclásticos con estratificación cruzada muy bien representada pueden ser consideradas barras acumuladas en el ambiente eulitoral (*sensu* Arp 1995), es decir en un lago dentro de la zona de influencia del oleaje y las corrientes litorales.

Cabe aclarar que los períodos más húmedos, con precipitaciones más abundantes, habrían sido momentos en los cuales se produjo la mayor participación de estas fracciones siliciclásticas en la planicie. Este ingreso de agua dulce junto con sedimentos detríticos silicoclásticos generan turbidez y dilución que pueden influenciar en la inhibición de la precipitación de carbonatos.

En áreas litorales a supralitorales con frecuente exposición subaérea tendría lugar la formación de grietas de desecación, comúnmente con patrones superpuestos mostrando que la planicie puede exponerse frecuentemente y agrietarse (Fig. 8.8. B).

2. *Asociaciones lacustres infralitorales a profundas*: Está integrada por las facies de pelitas verdes laminadas (F13), margas laminadas (F10), limo-arcilitas rojas y moradas (F14) y capas gradadas de tormentas formadas por calcarenitas oolíticas con estratificación hummocky (F1). Intercalaciones menores de calciruditas intraclásticas pelitas negras pueden identificarse en algunas secciones. Éstas se habrían formado por decantación de material fino a muy fino junto con materia orgánica en zonas más profundas del lago y asociados a momentos de lago abierto dada su composición mayormente silicoclástica (Fig. 8.8. B y C).

Un aspecto a destacar en este ambiente presumiblemente lacustre y profundo, es la falta de evidencia de facies turbidíticas, por lo que se descarta a priori ambientes verdaderamente profundos con retrabajo inducido a partir de redepósitos y procesos gravitacionales asociados.

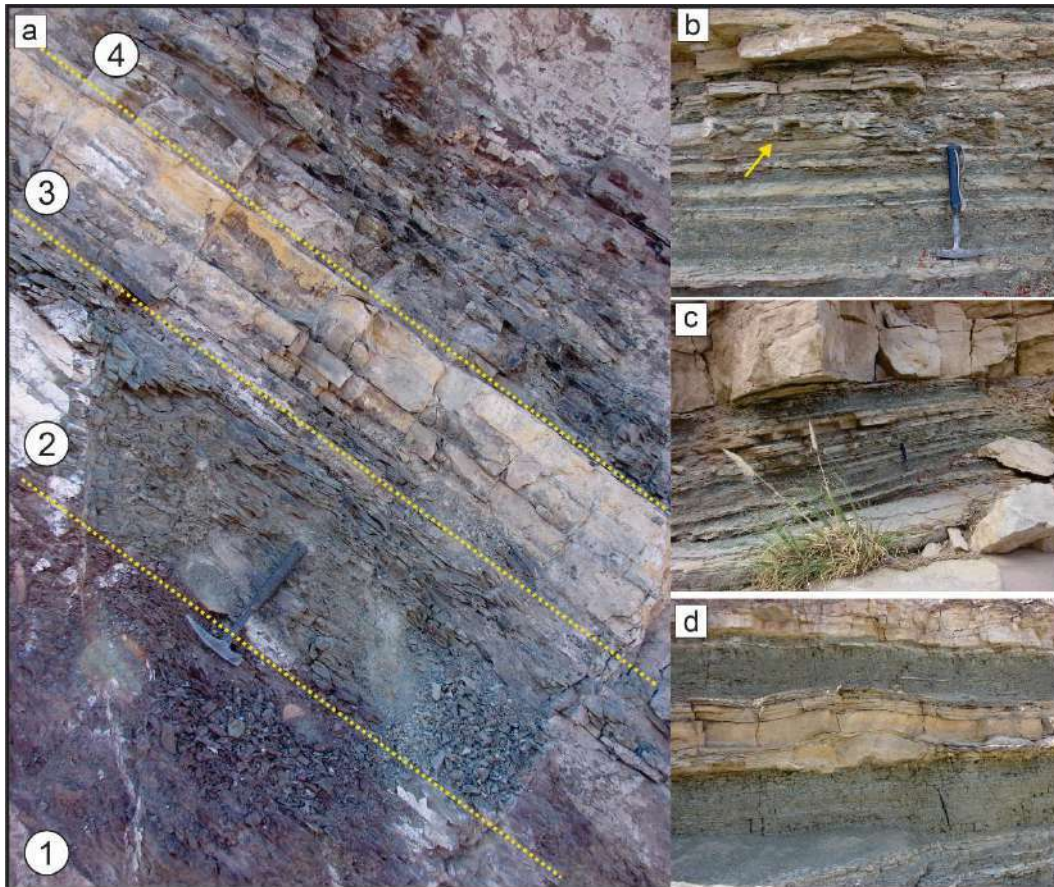


Figura 8.8. A. Asociación de facies de lago abierto formado por pelitas multicolores y escasos carbonatos. 1) Intervalos de pelitas moradas, con suaves laminaciones paralelas, 2) Pelitas verdes con laminación paralela y ondulosa hacia arriba, 3) intervalos carbonáticos de calcarenitas con intercalaciones finas pelíticas más comunes hacia la parte inferior del hemicyclo carbonático y, por último, 4) intervalos de facies heterolíticas mixtas. B-C. Estratificación delgada alternante entre calcarenitas y pelitas verdes. B. Se reconoce un nivel más o menos continuo con tabiques verticales que corresponderían a grietas de desecación (flecha amarilla). Nótese hacia la mitad de la piqueta se distingue un nivel tobáceo amarillento D. Nivel de estromatolitos dómicos intercalado entre pelitas verdes bien laminadas.

8.2.2. Asociaciones de facies de lago cerrado

1. *Asociaciones lacustres litorales*: Las facies que integran las zonas litorales están formadas por calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada (F1), facies de estromatolitos dómicos tabulares coalescentes (F9e) y estromatolitos domales-oncoidales (F9d) junto con las facies de calciruditas bioclásticas e intraclásticas (F5 y F6) y de carácter esporádico, la facies de areniscas calcáreas con granos redondeados (F11) (Fig. 8.9.A-F). Los *grainstones* oolíticos, *grainstones-packstones* peloidales-bioclásticos contienen ostrácodos y gastrópodos y los *grainstones* peloidales-bioclásticos, carófitas. Internamente, presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, en artesas y paralela, mientras que hacia el tope de estas capas pueden desarrollar ondulitas simétricas junto con patrones de interferencias. Se interpreta que las facies carbonáticas se habrían generado en la zona litoral del cuerpo de agua con relativa alta energía e influencia del oleaje, donde *grainstones* y *packstones* oolíticos y bioclásticos, se habrían formado en depósitos tipo

shoals, en relación con los estromatolitos tabulares en posiciones sumergidas la mayor parte del tiempo, someras y dentro de la zona fótica compatible con ambientes de la zona eulitoral (Arp, 1995; Renault y Gierlowski-Kordesch, 2010). Este ambiente claramente habría tenido posibilidad de desarrollar mayor alcalinidad y en consecuencia depósitos carbonáticos asociados. Episodios de tormentas aislados evidencian litologías cercanas provenientes de intraclastos y acumulaciones masivas de gastrópodos (coquinas, F5) que se habrían acumulado en zonas supralitorales.

En posiciones más someras, se pueden hallar facies de estromatolitos planares crenulados (F9a) a microdomales y delgados niveles de brechas calcáreas (F7a) (Fig. 8.9 F). Las facies microbialíticas presentan porosidad o microporosidad fenestral conteniendo cristales evaporíticos de halita reemplazados por calcita y *mudstones* microbilíticos con rosetas o nódulos de yeso (Bunevich et al., 2017; Gomes et al., 2020, Véase Fig. 5.30). Como consecuencia de la contracción del lago, producto de la caída del nivel del mismo, habría tenido lugar en las planicies lacustres la precipitación de sulfatos y sales de carácter desplazativo reflejando diferentes grados de salinidad (Kendal, 1992; Demicco y Hardie, 1994). Dado que la zona de planicie es propensa a experimentar mayor evaporación favoreciendo la exposición subaérea, conduciría a la generación de brechas formadas *in situ* y cementadas tempranamente. Asimismo, grietas de desecación asociadas a granulometrías más finas son comunes, en ocasiones con patrones incompletos (sinéresis) y con superposiciones de agrietamiento.

Estas facies, son propias también de un lago abierto, como han sido descritas previamente pero bastante localizadas, en este caso, son comunes y dominantes (Cohen y Thouin., 1987; Soreghan y Cohen, 1996; McGlue et al., 2010)

2. *Asociaciones lacustres infralitorales a profundas*: Están formadas por facies de margas laminadas (F10) caracterizadas por estructuras onduladas que alternan con calcipelitas laminadas (F15). Estas facies están compuestas por *mudstones/dolomudstones* con laminación paralela a masiva, *mudstones*, *wackstones* laminados bioclásticos con ostrácodos y *grainstones* peloidales de grano fino (Fig. 8.8. C y D). Estos depósitos de grano fino se habrían formado en condiciones de baja energía por decantación en las zonas infralitorales a profundas (Bohacs et al., 2000). A su vez, se ha observado que estos niveles pueden estar bioturbados, como lo sugiere la preservación de estructuras en forma de tubos y marcas de trazas formados a niveles poco profundos. Dicha perturbación podría indicar ausencia de estratificación permanente de la columna de agua del lago y buena oxigenación (Tucker y Wright, 1990).

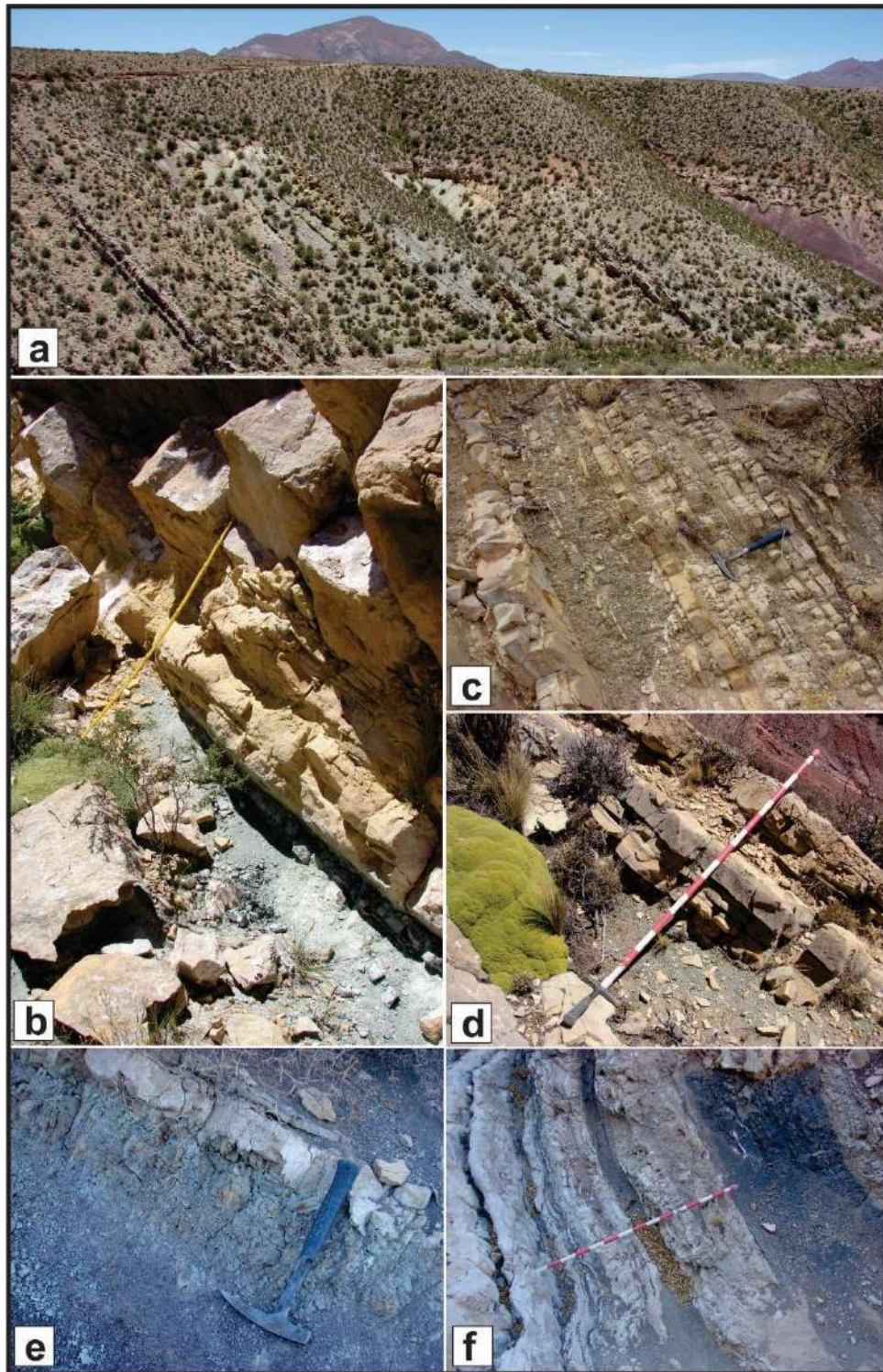


Fig. 8.9. A. Vista panorámica del Espinazo del Diable en el miembro pelítico superior. **B.** Contacto neto entre el hemiciclo clástico verde y el carbonático en el miembro calcáreo intermedio. **C y D)** muestran diferentes ordenamientos más transicionales. **E)** pelita morada bioturbada con marcas de raíces coronada por un carbonato también bioturbado en el intervalo varicolor. **F)** Ciclos con estromatolitos seguidos de una profundización repentina con pelitas casi negras al tope de la sección.

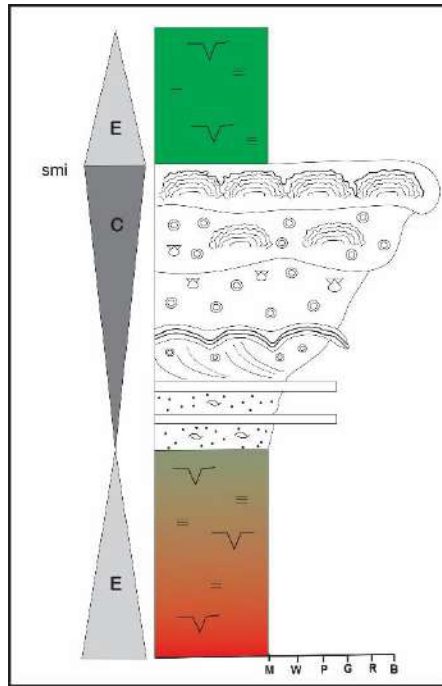


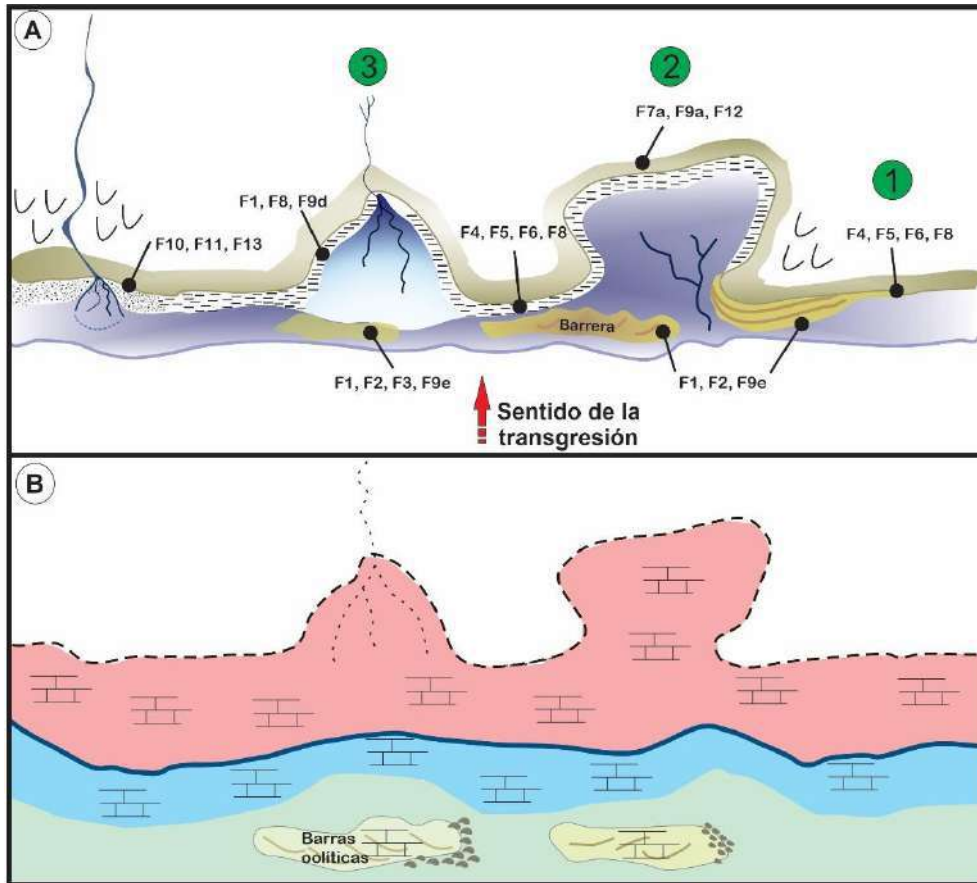
Figura 8.10. Secuencia elemental de facies para ambientes continentales lacustres, con la interpretación de intervalos de expansión del cuerpo de agua (E-profundización) con predominio de asociaciones de facies clásticas (de lago abierto) y etapas de contracción (C-somerización-deseccación) con predominio de asociaciones carbonáticas (lago cerrado). Smi= superficie de máxima inundación. Nótese que el contacto entre los hem Ciclos puede ser variados y reflejar etapas de somerización gradual o abrupta y que las expansiones pueden también ser graduales (como en el caso inferior varicolor) o abruptas como en el caso del hem ciclo verde del tope.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Asociaciones de facies de ambientes costeros influenciados por mareas | 1. Asoc. de facies en costas de bajo gradiente abiertas al cuerpo de agua | Dominios submareales F1, F2, F9c Dominios intermareales F1, F4, F5, F6, F8 Dominios submareales F7a, F9e, F12 | Se desarrollan en áreas costeras influenciadas por corrientes mareales, ya sea enfrentada a un cuerpo de agua abierto y paralelo a línea de costa o dispuestas a sotavento de barreras en albuferas, engolfamientos y/o estuarios. |
| | 2. Asoc. de facies de retrobarrera | Barrera sumergida F1, F2, F9e, F10 Barrera expuesta F7a, F8 | Sistema de barrera de arenas oolíticas (<i>shoals</i>), ya sea parcialmente sumergida o emergida, protegiendo a la planicie de marea del oleaje genera ambientes relativamente restringidos, limitando, un cuerpo de agua afectado fundamentalmente por la influencia de mareas. |
| | 3. Asoc. de facies de engolfamientos dominados por mareas | Dominios submareales F1, F3, F6, F9c, F11 Dominios inter y supramareales F6, F8, F11, F15 | Corresponderían a engolfamientos y, eventualmente, estuarios con escaso aporte detrítico, dominados por mareas. Desarrollo de <i>shoals</i> oolíticos y canales de mareas asociados a corrientes mareales. |
| Asociaciones de facies de ambientes continentales | Asoc. de facies de lago abierto | Asoc. Lacustres litorales F1, F4, F8, F9c Asoc. Lacustres infralitorales a profundas F1, F10, F13, F14 | Relacionadas a etapas contrastadas en el marco de sistemas lacustres. Las facies detríticas resultarían de una expansión lacustre con alternancias climáticas muy altas. Las facies carbonáticas estarían asociadas a momentos de menor aporte a la cuenca. Facies profundas debido a decantación de material fino. |
| | Asoc. de facies de lago cerrado | Asoc. Lacustres litorales F1, F9d y e, F5, F6, F11 Asoc. Lacustres infralitorales a profundas F10, F15 | Cuerpos de agua propensos a variaciones de salinidad y alcalinidad, de acuerdo a contracciones y expansiones del mismo. |

Tabla 8.1. Resumen de las asociaciones de facies interpretadas en la Formación Yacoraite con sus características sobresalientes.

8.3. MODELO PALEOAMBIENTAL PROPUESTO PARA LA FORMACIÓN YACORAITE

Las características de las facies estudiadas, así como su evolución vertical y sus relaciones laterales permiten establecer un modelo general de sedimentación para el miembro calcáreo inferior de la Formación Yacoraite, condicionado por el momento en que la transgresión se genera en el noroeste argentino hacia fines del Cretácico. Para el miembro inferior calcáreo se interpreta un ambiente costero influenciado por mareas, donde se desarrollan en mayor o menor medida, llanuras de mareas carbonáticas de ambientes perimareales en el contexto de un mar somero. En virtud del desarrollo de estos mares someros sobre una costa de muy bajo gradiente, se generaron engolfamientos junto con las condiciones necesarias para la producción y depositación de carbonatos (Fig. 8.11). Dada la irregularidad de la línea de costa en un engolfamiento, se pueden desarrollar una serie de subambientes influenciados de manera apreciable por la actividad de la marea. De esta manera, se han reconocido tres asociaciones de facies principales: 1) asociación de facies de costas de bajo gradiente abiertas al cuerpo de agua, las cuales constituyen las más clásicas planicies de mareas, 2) asociación de facies de retrobarrera, en condiciones de emersión o si se encuentran sumergidas asociadas a albuferas (*mareal ponds*) y, 3) asociación de facies de estuarios influenciados por mareas (Fig. 8.11. A). Esta diferenciación de subambientes permitió la integración de las facies, considerando que algunas de ellas pueden ser comunes a varios subambientes y distinguiendo otras de carácter excepcional dentro del registro preservado en la sección basal de la Formación Yacoraite. Se considera que este caso, al menos en el miembro calcáreo inferior, constituye el registro sostenido de actividad de mareas y donde diferentes configuraciones de fondo fueron activas ininterrumpidamente con dunas en complejos mareales que forman acumulaciones con superposición de trenes de formas de lecho de distinta escala (micro-meso y macroformas), constituyendo barras mareales de escala kilométrica. Por tal razón, las facies con estratificación cruzada de alto ángulo son omnipresentes en la formación y una manera sólida de explicarlas es mediante la acción de las mareas, ya que el oleaje en estos entornos no es dominante y en contextos de planicie, puede ser altamente disipativo.



REFERENCIAS:

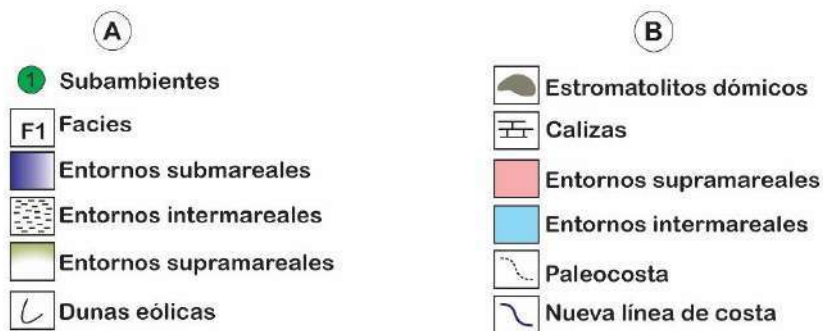


Figura 8.11. Modelo paleoambiental sugerido para el miembro calcáreo inferior de la Formación Yacoraité. **A.** representa las condiciones iniciales asociadas con la etapa transgresiva durante la que, en el marco de un mar epicontinental, se forman engolfamientos y sistemas costeros influenciados por mareas. Los distintos subambientes representados constituyen morfologías comunes en costas transgresivas (inspirado en Boyd et al., 1992) con sus respectivas asociaciones: 1) Asociaciones de facies de costas de bajo gradiente abiertas al cuerpo de agua, 2) Asociaciones de retrobarrera (albuferas abiertas o cerradas) y 3) Asociaciones de facies de estuarios dominados por mareas. Nótese que varias asociaciones pueden ser comunes a diferentes subambientes y que en el marco de la sedimentación carbonática el suministro detrítico es muy secundario o insignificante. Con esto último contribuye el clima que debe haber sido cálido y seco y al menos en la región estudiada no se documentan verdaderas cuñas detríticas. **B.** Representa una etapa avanzada del mar epicontinental, donde la productividad carbonática logra disminuir el espacio de acomodación, generando progradación costera y relleno del espacio disponible.

La prevalencia de condiciones de relativa alta energía se dan en ambientes de planicies mareales o de estrangulamiento significativo como pueden ser las inflexiones costeras y engolfamientos (o eventuales estuarios), donde permiten el desarrollo de planicies arenosas de boca de estuario o engolfamiento, similares

a los sistemas restrictivos actuales de la bahía de Shark, en Australia occidental, en los entornos submareales de las islas de Bahamas (Allen et al., 2009; Janert y Collins, 2011, 2012; Playford et al., 2013; Collins y Janert 2014; Suosaari et al. 2016a) o en las áreas costeras de Eritrea, sobre el Mar Rojo (Fig. 8.12). En estas regiones se pueden observar estromatolitos conviviendo y desarrollándose junto con de arenas carbonáticas (Jahnert y Collins, 2011) oolíticas y/o ricas en bioclastos a escasa profundidad (dentro del metro regularmente) y en condiciones de aguas claras (oligotróficas), con muy buena penetración de la luz. También se observa convivencia de parches arrecifales-estromatolíticos con bancos de arenas carbonáticas (Harris et al., 2013). Una vez que la factoria carbonática se encontraba en su etapa de mayor desarrollo, el sistema siguió avanzando y progradando sobre el elgofamiento, disminuyendo progresivamente su espacio de acomodación junto con el relleno del espacio disponible hasta su colmatación (Fig. 8.11. B).

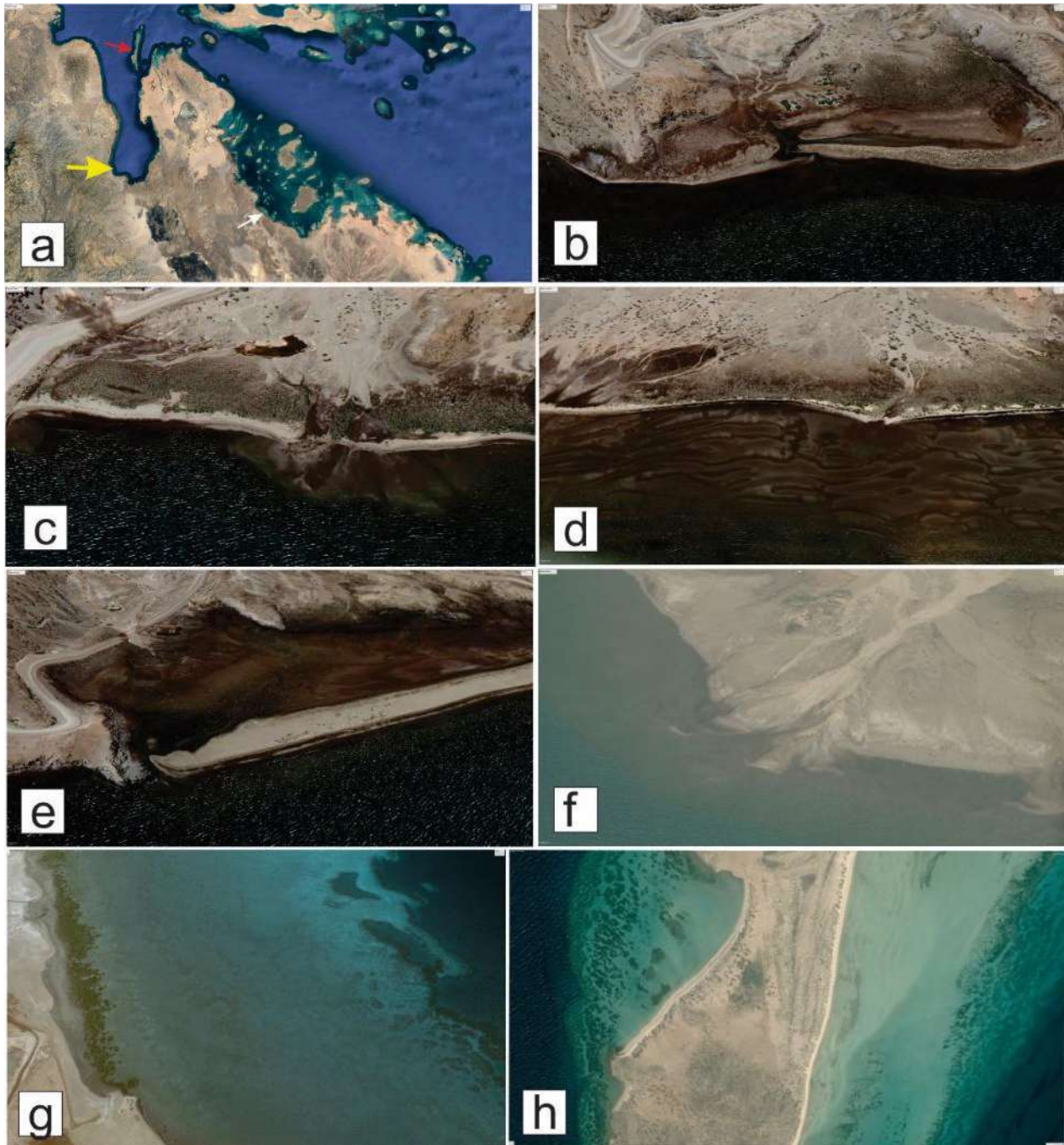


Figura 8.12. Diversidad morfológica y variabilidad ambiental en las costas del engolfamiento de Eritrea **(a)** sobre el Mar Rojo y sistemas carbonáticos asociados. Nótese que el mismo coincide con el rift de Afar y su proyección hacia el norte. **(b)** Costa con bajo gradiente influenciada por oleaje y mareas. Nótese el incipiente desarrollo de un humedal costero influenciado por la fluctuación de la freática y un canal que lo conecta con el mar abierto por donde ingresa la onda de marea. **(c)** Costa dominada por oleaje con desarrollo de un cordón litoral y playa arenosa cerrando un humedal costero. **(d)** Es una costa lineal de muy bajo gradiente, mostrando una planicie mareal por delante. **(e)** Es una costa en barrera limitando una albufera conectada por un canal mareal. **(f)** Es un sector de la costa donde desemboca un curso fluvial efímero (curso entrelazado) que en la confluencia construye un delta que es parcialmente modificado por oleaje y corrientes litorales. Nótese el material detrítico disperso y la turbidez del agua. **(g)** Es parte del sistema carbonático señalado por la flecha blanca sobre el Mar Rojo con abultamientos arrecifales hacia el borde derecho. Nótese los manglares ubicados a la izquierda (faja verde). **(h)** Espiga norte señalada por la flecha roja mostrando sistemas de bancos de arenas carbonáticas a la derecha y abultamientos arrecifales a la izquierda.

Un cambio de facies contrastado es evidenciado a partir de niveles pelíticos verdes, rojos y morados (pelitas varicolores), con intercalaciones carbonáticas de menor espesor, apoyados sobre las asociaciones de ambiente costero. El modelo propuesto para explicar los miembros pelíticos y carbonáticos medios y superiores de la Formación Yacoraite son mostrados en la figura 8.13. La ocurrencia de facies mayormente silicoclásticas para las secciones medias y superiores de la Formación Yacoraite, indicaría una posible desconexión total o parcial con el sistema marino previo, influenciado por las mareas. Las asociaciones de facies de lago abierto reflejarían un balance hídrico positivo (más precipitaciones, más escorrentía y mayor ingreso de sedimentos +agua) y estaría indicando persistencia de cuerpos de agua en la región. Mientras que las asociaciones de facies de lago cerrado, estarían indicando un balance hídrico negativo (evaporación > precipitación), con la entrada limitada de sedimentos detríticos, en condiciones climáticas de aridez en momentos de estabilidad propicias pueden favorecer preferencialmente la productividad carbonática y reducidos niveles evaporíticos.

Variaciones en el régimen hidrológico, condicionado mayormente por el clima habrían sido los controladores del nivel de base de los sistemas lacustres permitiendo su interconexión o desconexión y hasta desecación lo cual implica que no necesariamente los depósitos de esa índole deban ser: 1) sincrónicos y 2) lateralmente continuos a la escala de la cuenca como lo es la asociación que caracteriza al miembro inferior calcáreo. En el marco de las asociaciones lacustres es más sencillo explicar las intercalaciones de sedimentos silicoclásticos. Por encima de la superficie regresiva con que culmina el miembro inferior calcáreo de la Formación Yacoraite se habrían instalado cuerpos de agua residual y de carácter efímero, oxigenados y con predominio de pelitas (a veces rojizas y moradas, pero en general verdes) y, en menor medida, margas (Fig 8. 13. A). En relación con los sistemas lacustres, material silicoclástico comúnmente caracteriza a etapas de expansión e inestabilidad de las líneas de costa con aporte de sedimentos fluviales que generan sistemas deltaicos y transportan material terrígeno que dispersan dentro de los cuerpos de agua a manera de plumas (Fig. 8.13. B).

Las asociaciones de facies predominantemente carbonáticas (Fig. 8.13. C), se habrían generado a partir del momento en que el lago experimenta un aumento progresivo en la productividad carbonática, controlada por la interrupción del suministro detrítico al sistema lacustre (comportándose como un lago cerrado), habría facilitado las condiciones de mayor alcalinidad y saturación en iones de carbonato de calcio (Carroll y Bohacs, 1997; Bohacs et al 2000; Renault y Gierlowski-Kordesch, 2010). Estas condiciones estarían relacionadas a periodos de clima árido con predominio de facies carbonáticas con la generación de cuerpos estromatolíticos dómicos en zonas litorales y planares crenulados en las planicies, con desarrollo comparable a los formados en Green River Lake Formation (ver en Discusión, sección 10.5). La evaporación habría conducido a etapas de fuerte contracción, evidenciadas por las superficies de exposición con agrietamientos

que dan lugar a la formación de brechas, y minerales con crecimiento desplazativo, incluidos en *mudstones* microbiales y también en microbialitos microcolumnares de escaso desarrollo (Fig.8.13 D y E).

El estadio carbonático (y eventualmente evaporítico) representado por el hemicyclo carbonático que caracteriza a estas series lacustres, es seguido en general por contactos abruptos, pero también mediante contactos graduales que indican profundización y cambios en las condiciones de alcalinidad, caracterizados por la supresión gradual o repentina de carbonatos. Esto podría explicarse mediante la reactivación de un sistema de drenaje contribuyendo a un llenado gradual o rápido de los sistemas lacustres por el aumento de precipitaciones y escorrentía (es decir, con un cambio climático). Esto explica los hemicyclos pelíticos (en gran medida limosos y a veces sutilmente arenosos, pero en otros pelíticos. En conjunto estos indican etapas de expansión lacustre registradas a partir de las asociaciones de facies pelíticas, particularmente mejor representadas en zonas profundas (sublitorales). Esta dinámica de cuerpos lacustres fluctuantes se propone para explicar los depósitos cuspidales de la Formación Yacoraité, formados principalmente por niveles pelíticos multicolores, lentes de areniscas finas e intervalos muy delgados de pelitas negras que podrían haber resultado de momentos de lagos meromícticos con estratificación de la columna de agua (ricos en materia orgánica) en consistencia con climas áridos (Fig. 8.13 F). Los depósitos ricos en materia orgánica se habrían preservado mejor en las partes centrales de la cuenca y están organizadas en capas de escala decimétrica (Fig. 8.8. A). En algunas secciones, estos niveles silicoclásticos están coronados por estromatolitos dómicos tabulares, sugiriendo que en momentos acotados la productividad carbonática tuvo lugar (Fig. 8.13. F). La falta de marcada evidencia de retrabajo de oleaje (normalmente interpretada a partir de facies heterolíticas) en los intervalos verdes del tramo superior indicaría que el lago se expandió y profundizó, pero al no desarrollar verdaderas facies de pelitas negras no puede interpretarse estratificación permanente que permita pensar el lago profundo. Además, no hay facies turbidíticas indicando lagos sin gradientes (taludes morfológicos) hecho que de por sí indica influjos detríticos relativamente reducidos y pendientes que siguen siendo, como lo fueron en la asociación carbonática de la base, muy exiguas.

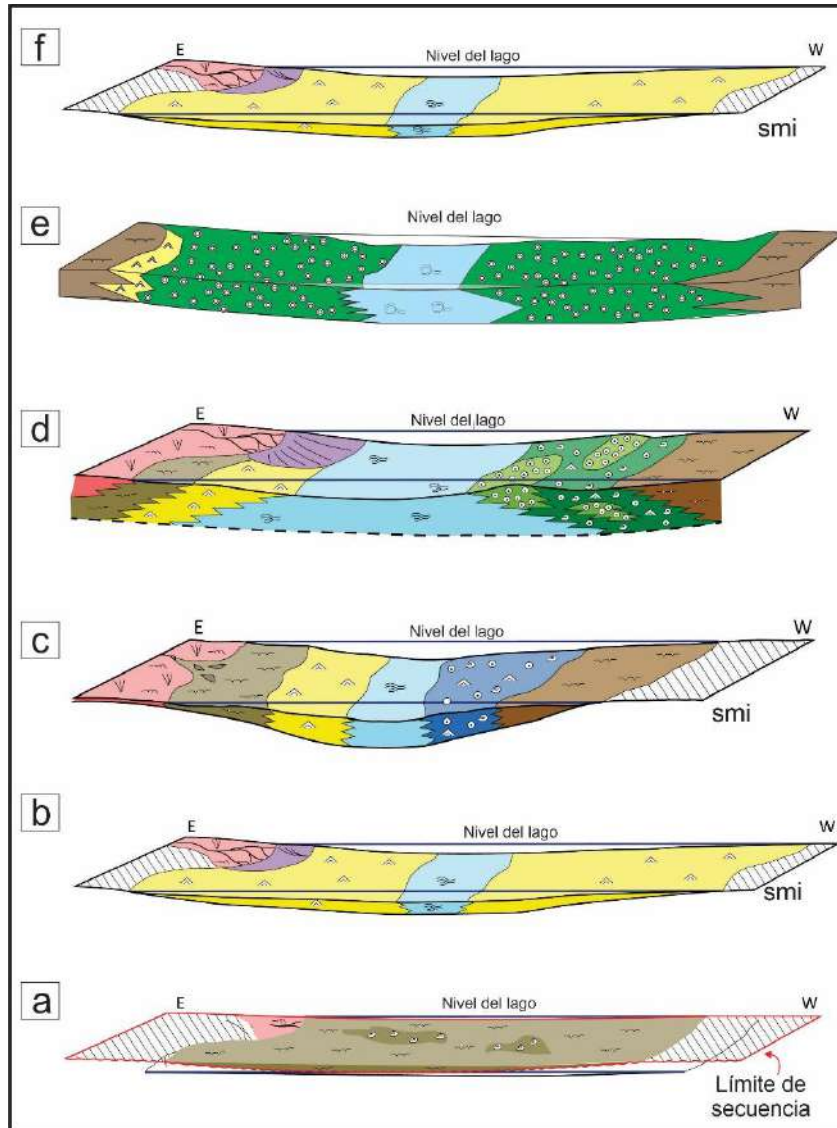


Figura 8.13. Modelo paleoambiental propuesto para los miembros medio y superior de la Formación Yacoraité, asociado a la instalación de cuerpos de agua efímeros controlados principalmente por el clima. En (a) el lago habría iniciado con una etapa somera con depositación pelítica, luego habría experimentado una expansión y profundización (b) hasta alcanzar su punto de máxima expansión (c). En su etapa de nivel alto, habría dado lugar al desarrollo de carbonatos, con un aumento en su productividad (d-e). Finalmente, el lago experimentaría una expansión con depósitos pelíticos aunque someros (f). (Modificado de Deschamps et al., 2020).

CAPÍTULO 9: ANÁLISIS DE APILAMIENTO Y MARCO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

9.1. Introducción

El objetivo del presente capítulo es no sólo proveer un marco estratigráfico secuencial moderno para el análisis estratigráfico de la Formación Yacoraité sino arrojar luz sobre la connotación del apilamiento y el análisis de superficies diagnósticas (*key stratigraphic surfaces*) para la discusión del ambiente marino versus lacustre que se sostiene (véase Introducción) en el marco de esta unidad. Vale mencionar que autores tradicionales (por ejemplo, Boll y Hernández, 1985; Gómez Omil et al., 1989; Hernández et al., 1999, 2008,) y también más recientes (por ejemplo, Catuneanu, 2019; Deschamps et al., 2020) han incursionado en el tema, pero aún falta integrar conocimientos nuevos que surgen de esta tesis, en un adecuado marco estratigráfico secuencial moderno (Catuneanu 2006; Catuneanu et al., 2007, 2011, 2017, 2019; Embry y Johannessen, 1992; Helland-Hansen y Gjelberg, 1994; Embry 1995; Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Zeicchin y Catuneanu 2013, 2015, 2017, 2019), como para lograr generar conocimiento crítico y avanzar en esta compleja temática, muy influenciada por modelos (*model driven*).

El análisis de apilamiento estratigráfico comprende todo lo relativo al ordenamiento vertical de una sucesión estratigráfica e implica el análisis de la sucesión estratal, el reconocimiento de paquetes sedimentarios y de superficies estratigráficas significativas. Mientras que, el desarrollo de patrones estratales depende básicamente de los procesos y controles sedimentarios intervinientes que distribuyen el sedimento y de la creación o disponibilidad de espacio de acomodación y las superficies significativas que son contactos estratigráficos de interés particular por su significado ambiental y magnitud temporal. Estas superficies, reflejan hiatos asociados con conjuntos de procesos que ocurren o afectan a regiones de una cuenca o a todo el sistema depositacional de alguna manera, generando respuestas sedimentarias diagnósticas (p.e., superficies de exposición microkársticas, superficies planares, muy irregulares o erosivas con cambio abrupto de facies a ambos lados, superficies o intervalos afectados por intensa bioturbación, pedogénesis o endurecimiento, desarrollo de conglomerados laminares o materiales sedimentarios de composición contrastante, cambios texturales mayúsculos y netos, cambios en la composición de faunas, etc.).

El ordenamiento vertical incluyen el reconocimiento de paquetes, ritmos o ciclos sedimentarios (más allá del número de términos que involucre), y las características de los contactos estratales significativos proveen

elementos de juicio adicionales al análisis de facies para comprender la recurrencia e intensidad de determinados factores que resultan de importancia, no sólo en la caracterización paleoambiental, sino también para la correlación estratigráfica. Por esta razón, en el marco de las columnas analizadas se reconocieron y diferenciaron paquetes o ciclos sintéticos por un lado y se realizó un minucioso análisis de algunas superficies significativas por el otro, para finalizar con un enfoque integrado que permita analizar y aplicar en la Formación Yacoraité los conceptos de la estratigrafía secuencial.

9.2. Marco estratigráfico secuencial previo

Desde un punto de vista del análisis de cuenca, Boll y Hernández (1985, en Hernández et al., 2008) definieron supersecuencias dentro del Grupo Salta que interpretaron, en aquel entonces, según la escuela de estratigrafía secuencial de Vail (1977, véase síntesis en Van Wagoner et al., 1990). De esta manera, Boll y Hernández (1985) y Hernández et al. (2008 y referencias allí citadas) se refirieron al Subgrupo Balbuena como Supersecuencia Balbuena, la que asociaron con un ciclo de fluctuaciones del nivel del mar de 2do orden y le asignaron una extensión temporal de 12 Ma (entre 63 Ma a 75 Ma) (Fig. 9.1). Para la misma interpretaron, a partir de un gran número de perfiles, una geometría externa tabular y suavemente cuneiforme hacia los bordes y relaciones traslapantes, a escala regional, por encima de la Supersecuencia Pirgua (equivalente al Subgrupo Pirgua). Esto que parece un simple cambio de nombre, en realidad, es significativo a la hora de interpretar las sucesiones estratigráficas porque la estratigrafía secuencial lo hace en base a considerar que la acomodación está fuertemente influenciada por el movimiento del nivel del mar (al que se llama relativo, en función de los otros controles independientes como la subsidencia y el suministro sedimentario) que se resuelve en ciclos (de distinta duración, jerarquía o frecuencia). Además, en el sentido de Vail (véase Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Posamentier y Allen 1999), las secuencias contienen cortejos que son asociaciones litológicas, genéticamente relacionadas a las diferentes etapas de acomodación. En función de esto, Boll y Hernández (1985) diferenciaron cuatro secuencias depositacionales de 3er orden (Fig. 9.1) que, según estos autores traslapan sobre la Supersecuencia Pirgua y, más hacia los bordes y hombreras de los distintos brazos del rift, apoyan directamente sobre el cambro-Ordovícico y el Proterozoico (Figuras 2, 3, 4 y 5 en Hernández et al., 2008), demostrando que la cuenca se amplió durante la etapa de sag. Un ejemplo de esto es lo que sucede en Maimará donde la Formación Yacoraité apoyan directamente sobre el cambro-Ordovícico mediando un conglomerado basal (Cónsolle Gonela et al. 2017).

Boll y Hernández (1985), y sus trabajos sucesivos, consideraron que la primera secuencia (Secuencia 1) involucra una sección inferior predominantemente silicoclástica, compuesta por los depósitos de la Formación Lecho y sus equivalentes y una sección superior, predominantemente carbonática, caracterizada por el intervalo basal de la Formación Yacoraite y añadieron que, entre ambas secciones mediaba una superficie de inundación. Evidentemente, siguiendo el esquema conceptual de Vail et al (1977), se necesitaba de un cortejo de nivel bajo representado en la sección inferior y otro de nivel alto representado en su segunda sección. Esto es, porque originalmente siguieron el esquema secuencial desarrollado en márgenes de plataforma con talud, sin respetar la fisonomía de esta cuenca, que al ser de carácter epicontinental no posee la fisiografía de una plataforma clásica. Pero con posterioridad, el esquema de la estratigrafía secuencial se extrapó a todos los ámbitos marinos e incluso a los continentales y lacustres cambiando la noción de nivel del mar por nivel de base (Posamentier y Allen, 1999). Con sentido similar, pero aún menos claro, Boll y Hernández (1985) y sus trabajos sucesivos, separaron también dentro de la Supersecuencia Balbuena las Secuencias 2, 3 y 4, destacando que 2 y 3 se desarrollaban enteramente dentro del espesor de la Formación Yacoraite y 4 eventualmente abarcaba otras unidades cuspidales que aparecen ligadas al Subgrupo o la Supersecuencia Balbuena en algunos depocentros. A su vez, estos autores destacaron la existencia de una notable ciclicidad en los depósitos de la Supersecuencia Balbuena, y particularmente dentro de sus secuencias 2 y 3, atribuyéndoles distintas escalas y frecuencias que explicaron a través de cambios del nivel de base inducidos por mecanismos eustáticos o climáticos. En aquellos años los ciclos menores se interpretaban como parasecuencias de somerización (véase síntesis conceptual en Goodwin y Anderson, 1995; Van Wagoner et al., 1988 y Posamentier y Allen, 1999). Asimismo, las parasecuencias se agrupaban en conjuntos de parasecuencias que, según retrogradaran o progradaran permitían separar intervalos interpretados en función de la acomodación y estos conjuntos (Van Wagoner et al 1990), supuestamente se separaban por superficies (sincrónicas) diagnósticas, que se utilizaban de manera predictiva y para establecer correlaciones estratigráficas (utilizando para correlacionar las discontinuidades o superficies significativas). Estas unidades de roca separadas por discontinuidades fueron la base para incorporar en el código de nomenclatura estratigráfica los sistemas o secuencias, cuya unidad fundamental es la aloformación (Catuneanu, 2006).

Sin embargo, en la actualidad se trabaja muy distinto, se conoce que muchas de las superficies diagnósticas a pesar de ser discontinuidades son diacrónicas (p.e., ciertas superficies transgresivas, Catuneanu, 2006) y se intenta independizar la interpretación estratigráfica secuencial, que se basa en el arreglo vertical o apilamiento por un lado y en la caracterización de superficies diagnósticas por el otro. Estas últimas, si bien, son en general sincrónicas, pueden también ser significativamente diacrónicas, al igual que las unidades litoestratigráficas. Lógicamente, en la actualidad, el análisis de apilamiento estratigráfico se

hace en base a la sucesión de facies que, asimismo, representa el corazón del análisis paleoambiental, en función del principio madre de Walther (más conocido como la ley de Walther, véase Middleton, 1973; Reading, 1996). Por lo tanto, 1) no es que se pueda forzar un esquema secuencial sin conocer los paleoambientes en primer término, y son éstos los que se determinan a través del análisis de facies en primera instancia y 2) tampoco se puede aplicar un esquema estratigráfico secuencial desconociendo el marco de los sistemas depositacionales y su composición que, asimismo, se apoyan fuertemente en el análisis de facies y en el conocimiento del marco geológico y de la paleotopografía. Esto implica que determinada división conceptual (por ejemplo, Catuneanu, 2006, 2019) no puede condicionar los ambientes depositacionales existentes ni los procesos intervinientes, sino que, por el contrario, son éstos últimos los que permiten interpretar de menor a mayor un buen análisis de apilamiento estratigráfico y de cuenca.

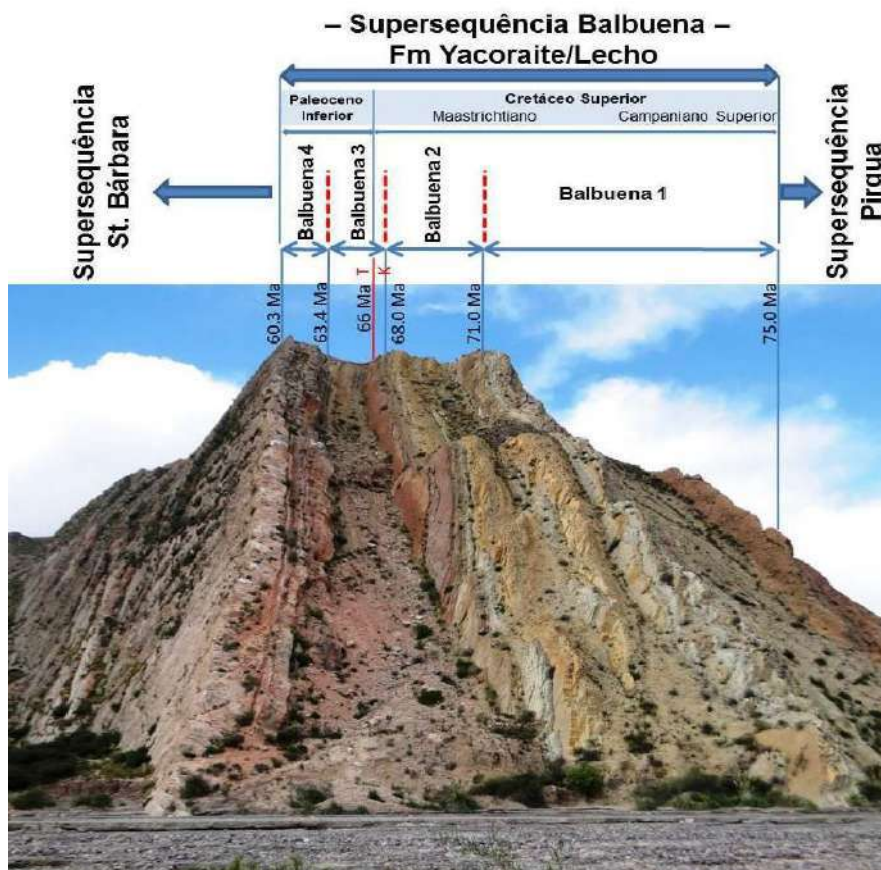


Figura 9.1. Disposición de las secuencias Balbuena I a Balbuena IV incluidas dentro de la Supersecuencia Balbuena en el perfil de Jueya (según Hernández et al., 2008), perteneciente al depocentro de Tres Cruces en la Provincia de Jujuy, donde el espesor total de la Formación Yacoraite es de 180 m (tomado de Rohemers Oliveira, 2014). Las edades especulativas en este diagrama están basadas en trabajos de Hernández et al. (1999, 2008) y Marquillas et al. (2007).

Vale destacar que más recientemente Deschamps et al. (2020) también realizaron una división secuencial. Esta última, bastante más ajustada a la litoestratigrafía propuesta originalmente (Marquillas et al.,

2005) (Fig. 9.2). Sin embargo, el criterio de definición de secuencias de Deschamps et al. (2020) difiere del de Boll y Hernández (1985) y trabajos posteriores. Deschamps et al. (2020) dividieron secuencias (Fig. 9.3) en base a superficies de discontinuidad y contactos litológicos significativos sin considerar un modelo predeterminado. Por ejemplo, sus secuencias priorizan superficies de inundación, más allá de que se compruebe emersión previa. Es decir, que la mayoría de estas secuencias no poseen estrictamente un cortejo de nivel bajo, sino que se separan fundamentalmente a través de superficies de inundación (p.ej., límite basal de su secuencia 2). En el contexto del depocentro de Metán estos autores separan 5 límites de secuencia siendo la número 1 coincidente con la base y la 5 con el tope de la unidad (Fig. 9.3).

Más recientemente, Mutti et al. (2023) publicaron una división secuencial en el marco de la subcuenca de Tres Cruces (Fig. 9.4) siguiendo los lineamientos de Hernández et al. (1999, 2008). Sin embargo, como se explicó anteriormente estos autores involucraron dentro de la secuencia 1 a la Formación Lecho. Más adelante en un análisis comparativo se presentará un punto de vista diferente al respecto. Nótese que, por ejemplo, en la sección estratigráfica del Espinazo del Diablo, estudiada en detalle en esta tesis doctoral, Mutti et al. (2003) interpretaron dos límites de secuencia separando tres etapas diferentes en la evolución del sistema depositacional: de sistemas lacustres perennes (Estadio I), de planicies aluviales y de sistemas lacustres efímeros (Estadio II). Según estos autores la primera secuencia (Yacoraite I), registra un cambio significativo sobre la Formación Lecho (fluvial/eólica) y estuvo relacionada con una importante fase de expansión de la subcuenca de Tres-Cruces y del Grupo Salta en general. Esto, según los autores habría resultado en el establecimiento de un cuerpo de agua perenne, asociado con otros cuerpos de agua más grandes a través de procesos tectónicos y con cambios importantes en el sistema de drenaje, que habrían permitido el desarrollo de un gran cuerpo de agua permanente. En el trabajo de Mutti et al. (2003), los límites de secuencia no se interpretan a través de superficies diagnósticas y, en cambio, se utilizan los paquetes de pelitas verdes (eventualmente multicolores) para interpretar procesos regresivos (etapas de contracción) y cambios en el estilo de sedimentación asociados a la base de sus Secuencias 2 y 3.

Como alternativa, esta tesis doctoral propone y discute una interpretación y una génesis diferente para la secuencia inferior que define en base a una superficie diagnóstica.

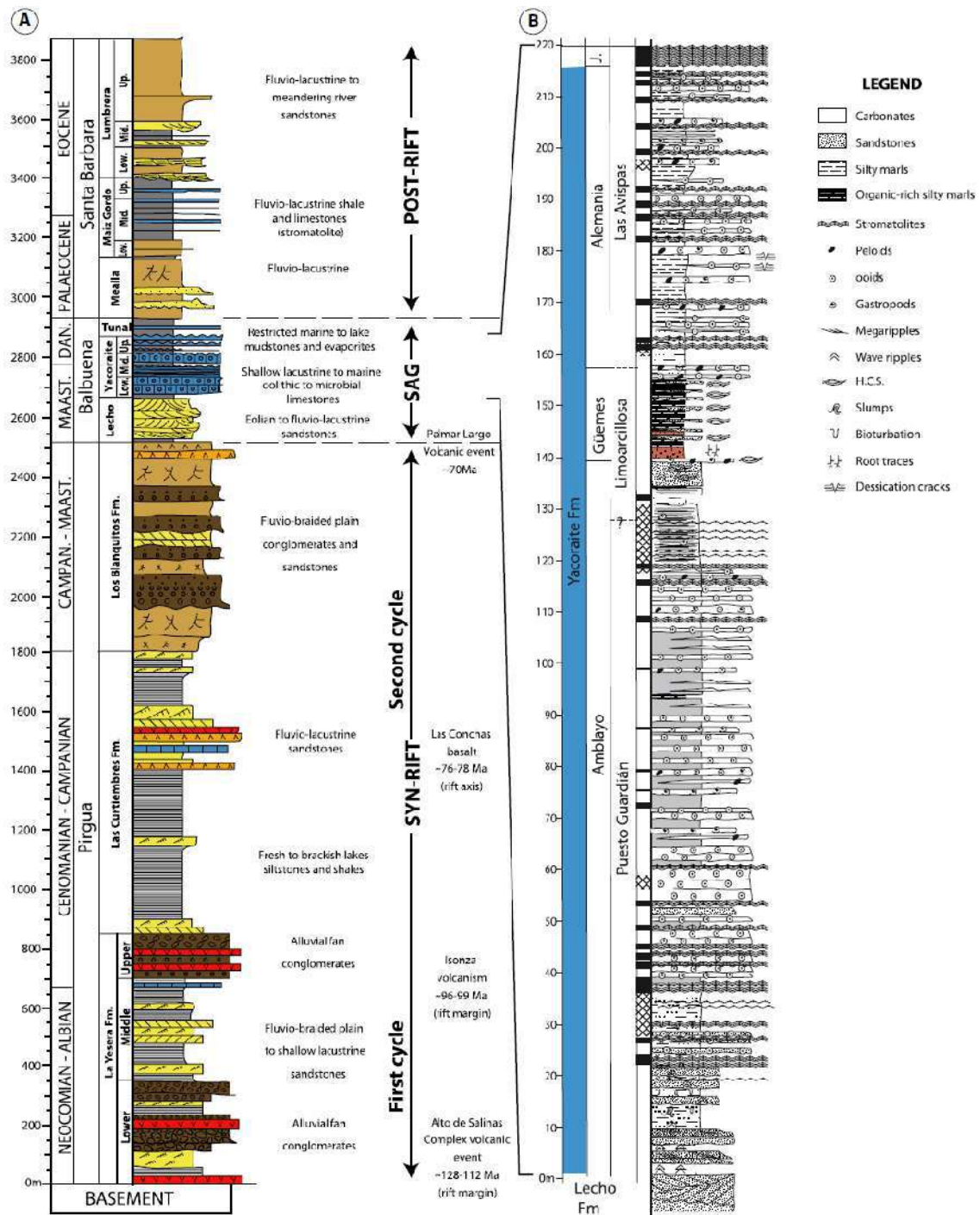


Figura 9.2. Sección estratigráfica representativa del Grupo Salta basada en Marquillas et al. (2005), en general, válida para toda la cuenca del Grupo Salta, con detalle (a la izquierda) correspondiente a la sección de Cabra Corral/Juramento de Deschamps et al., (2020) con identificación de los miembros definidos en dicha región y en el subsuelo de la subcuenca de Olmedo.

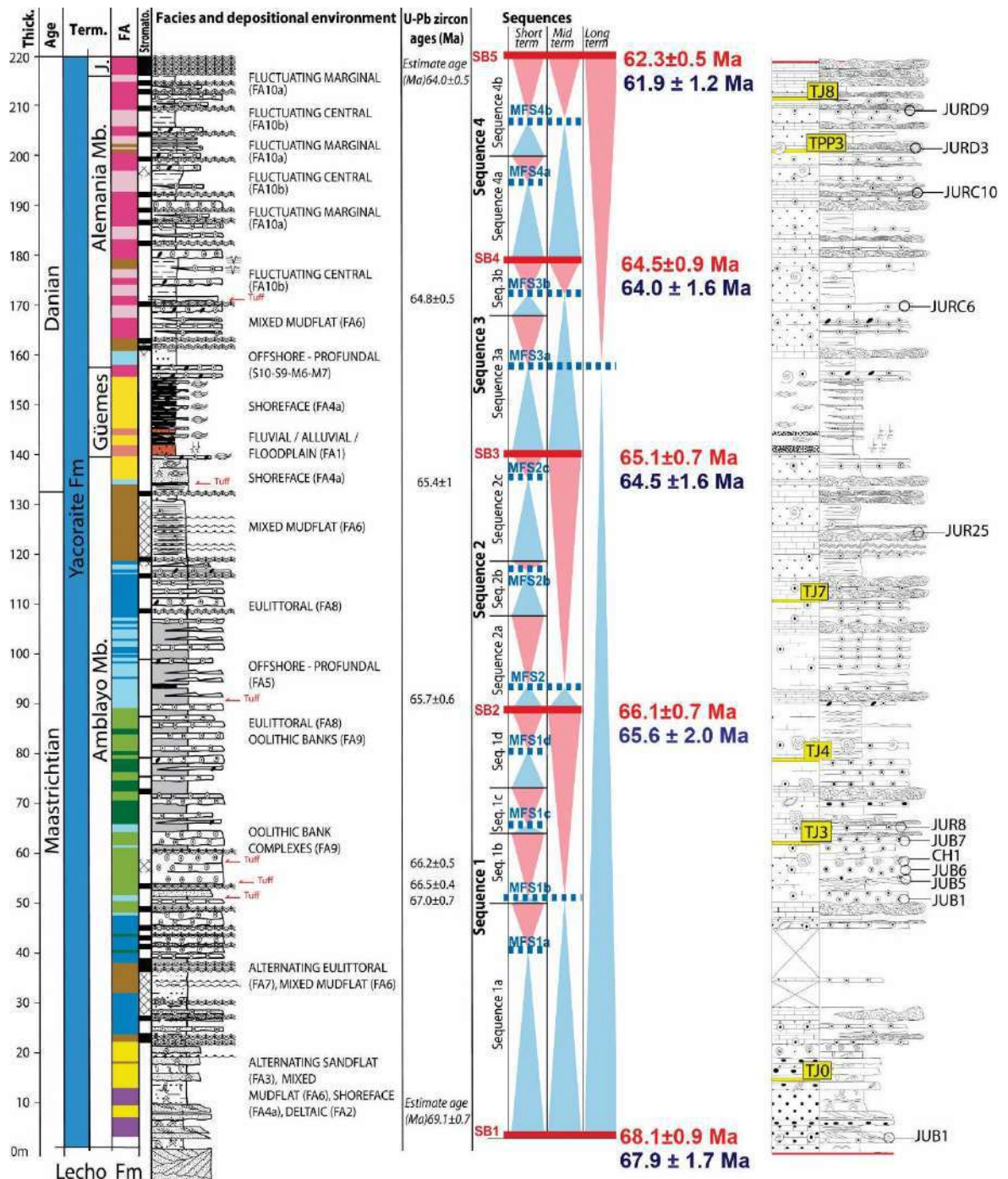


Figura 9.3. Sección estratigráfica de referencia de la Formación Yacoraité válida para el área de Cabra Corral-Depocentro de Metán (Tomada de Montano et al., 2020). En esta columna se marcan los miembros litoestratigráficos definidos en dicha región y correlacionan con las secuencias definidas por Deschamps et al. (2020). Esta separación difiere de la publicada por Hernández et al (1999, 2008), en particular, la secuencia basal cuyo análisis se profundiza es este trabajo de tesis. Las edades de circones detríticos estimativas en la columna central son de Rohais et al. (2019), mientras que aquellas en rojo y azul son de Montano et al. (2022) y se realizaron sobre la base de U/Pb en tobas (en rojo) y en calizas (en azul), respectivamente, en base a técnicas recientemente puestas a punto. En la columna de la extrema derecha se muestran las posiciones de las muestras analizadas en dicho trabajo, que permitieron determinar con exactitud una edad de aproximadamente 6 Ma para toda la Formación Yacoraité y de 2 Ma para la división inferior.

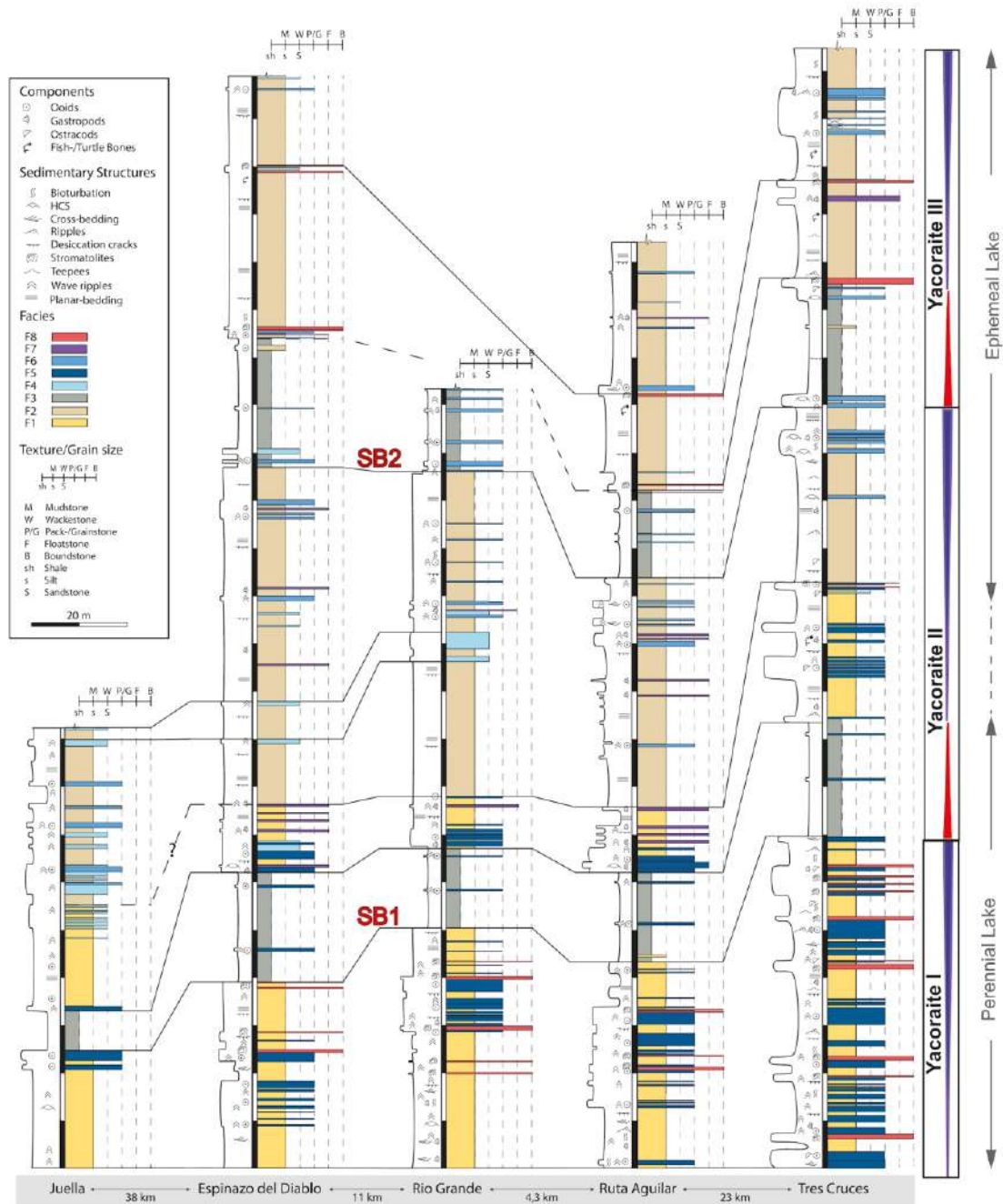


Figura 9.4. Secciones estratigráficas de la Formación Yacoraite en Mutti et al. (2023) con su división secuencial e interpretación paleoambiental a la derecha. Nótese que los criterios de división que no fueron explicitados en el trabajo, difieren de los propuestos por Hernández et al. (1999, 2008) que involucraron a la Formación Lecho dentro de su secuencia 1. Las localidades están nombradas de sur a norte en la parte inferior del diagrama. Facies en referencias: F1: areniscas con pelitas intercaladas, F2: pelitas con intercalaciones de areniscas y limolitas, F3: pelitas, F4: *mudstones-wackestones* ricos en ostrácodos, F5: *grainstones* oolíticos, F6: *grainstones-packstones* oolíticos, F7: *floatstones-rudstones* esqueletales con gastropodos, F8: *boundstones* microbiales-estromatolíticos.

9.3. Dinámica paleoambiental y correlación estratigráfica

Dentro de la Formación Yacoraite se reconocen una diversidad de ciclos sintéticos cuyos apilamientos simples son la base de la interpretación paleoambiental (véase capítulo anterior). Estos permiten comprender

la evolución en el corto y mediano plazo, siempre y cuando, no se interpongan superficies estratigráficas significativas. Vale aclarar que el ordenamiento vertical de estos ciclos simples dónde no median discontinuidades evidentes, es el que permite interpretar los dominios de procesos actuantes y sugerir subambientes y sus posibles variaciones. Esto sirve de base para comprender, según el principio de Walther la dinámica paleoambiental y los controles que afectaron a la unidad en cada sección. Pero es la heterogeneidad sedimentológica de la unidad, la que permite sugerir tasas rápidas de modificación paleoambiental (indicando notables mudanzas, como migración lateral de los subambientes y gradientes de procesos) en relación con la subsidencia en el largo plazo. En este sentido, la mayoría de las sucesiones de carbonatos perimareales y litorales exhiben un grado sorprendentemente elevado de variación litológica en distancias estratigráficas relativamente cortas (Strasser, 1991; Wilkinson et al., 1997; Yang et al., 1998), hecho que se maximiza en sistemas carbonáticos altamente productivos y, más aún, si estos son de origen lacustre. Autores recientes (Deschamps et al., 2020, Mutti et al., 2023) al igual que otros anteriores (Marquillas et al., 2005; Hernández et al., 1999, 2008) han interpretado ciclos similares como pertenecientes, alternativamente, a paleoambientes lacustres o marinos someros, y, es aún prematuro, argumentar sobre la naturaleza y el origen de estos paquetes, como lo sugieren Spencer y Tucker, 2007 cuando en realidad se trata de percepciones que no han podido ser estadísticamente demostradas (Wilkinson et al., 1997, 1998, 2003). Sólo un sólido conocimiento de las tasas de productividad autóctonas y de los suministros externos sumados a determinadas estructuras diagnósticas pueden servir de discriminantes como se ha visto en el capítulo 7 (análisis de facies) de esta tesis. Por eso, el objetivo de este apartado no es el de proveer un análisis interpretativo alternativo y más confusión a la ya existente, sino plantear que si bien una gran mayoría de estos paquetes elementales pueden ser considerados como ciclos de somerización (*shallowing upwards* o *shoaling upwards*, en el sentido de James, 1984; Pratt y James, 1992), poseen intervalos característicos de procesos de emersión e influencia de mareas, que los hacen vinculados a ambientes extremadamente someros en general, a pesar que algunos intervalos margosos, calcipelíticos y con capas gradadas corresponderían a ambientes por debajo de la acción del oleaje de buen tiempo y no presentan características diagnósticas como para asignarse, inequívocamente, a un paleoambiente determinado. Es el apilamiento entre superficies diagnósticas y de discontinuidad el que permite registrar las fluctuaciones del espacio de acomodación y determinar la dinámica ambiental. Sí debe quedar absolutamente claro, que, no son los paquetes o facies indeterminadas las que pueden resolver el problema paleoambiental, sino estructuras sedimentarias muy particulares, relaciones litológicas (que indican los niveles de energía dominantes) y la aplicación de otras líneas de investigación que también han sido exploradas en el marco de esta tesis, las que pueden arrojar luz sobre la verdadera naturaleza y evolución de la Formación Yacoraite.

En relación con esto, debe notarse que de la correlación estratigráfica entre las secciones levantadas en esta tesis (Fig. 9.5) surge una evidente conclusión que, indica que la sección basal de la unidad es la que posee relaciones estratigráficas más claras y de mayor continuidad regional, siendo cartografiable en toda la subcuenca y, asimismo, extrapolable al resto de los depocentros. A diferencia de este, denominado informalmente el miembro inferior (véase Capítulo 4), el resto de la unidad se caracteriza por desarrollar expresiones más localizadas y cambios laterales de facies que permiten suponer mayor compartimentación; es decir, otros comportamientos y, sobre todo, un marco depositacional diferente. Es justamente, la gran continuidad lateral que registra el miembro inferior lo que indujo a profundizar su estudio estratigráfico, generando una caracterización estratigráfica secuencial que permite mejorar el marco depositacional y discutir su génesis.

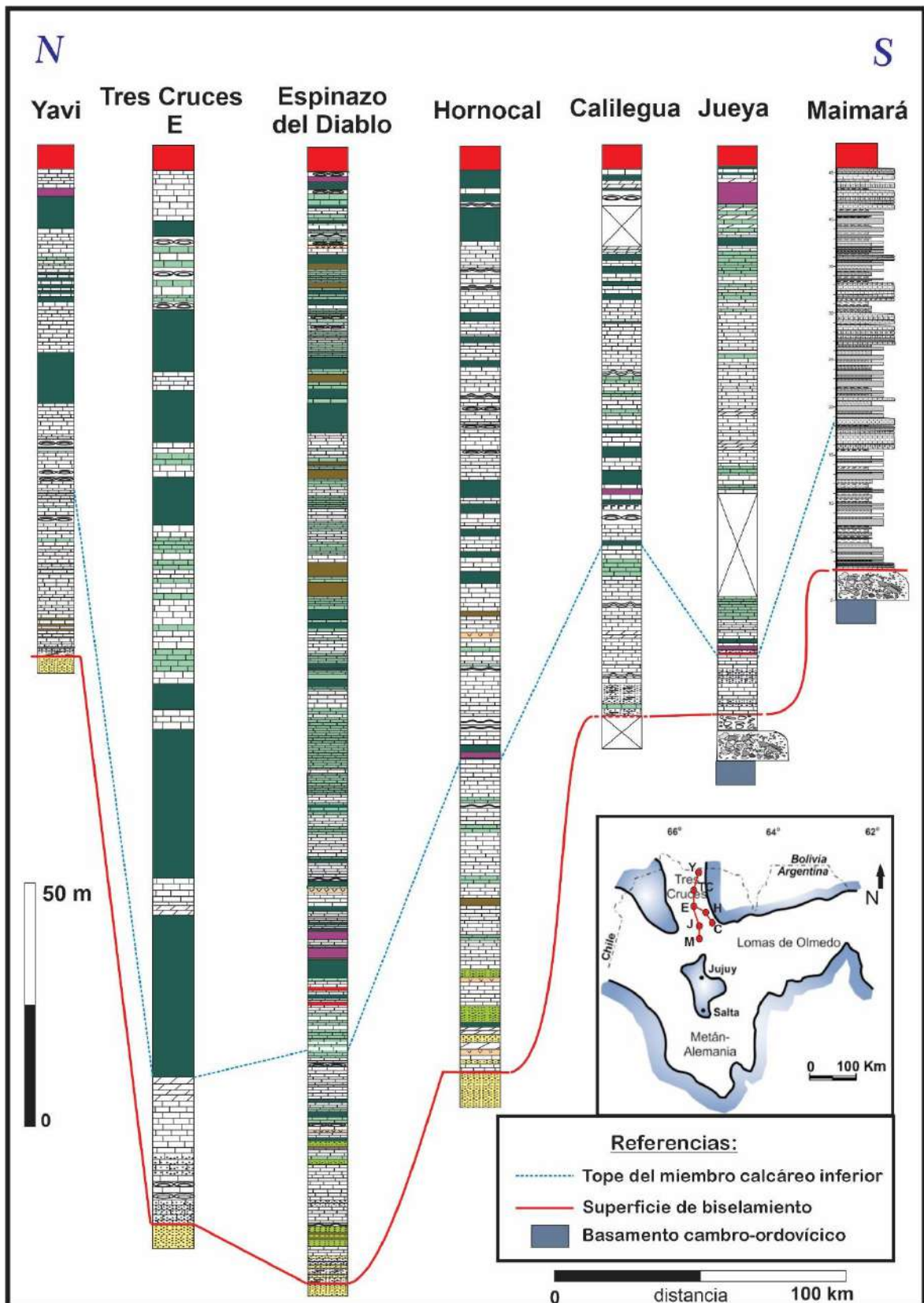


Fig. 9.5. Diagrama de correlación litoestratigráfica de la Formación Yacoraite sobre la base de las secciones relevadas en esta tesis doctoral (ubicadas de norte a sur), pertenecientes a la subcuenca de Tres Cruces, niveladas al deslinde con el Subgrupo Santa Bárbara. A diferencia de lo que ocurre con el miembro calcáreo inferior que posee una clara continuidad regional, nótese que dada la heterogeneidad de la estratigrafía que caracteriza la sección media y superior de la unidad, no se identificaron líneas de

correlación regional para el resto de la unidad, lo que asimismo permite interpretar controles locales y variaciones paleoambientales. La columna de Maimará es según Cónsole Gonella et al. (2017). La ubicación de los perfiles se marca en el mapa inserto.

9.4. Superficies estratigráficas significativas

Las superficies estratigráficas significativas (*key stratigraphic surfaces* de Catuneanu, 2006) son aquellas a través de las cuales se constatan cambios ambientales significativos. Aunque, no necesariamente, deben constituir evidencias de discontinuidad, implican cambios significativos de procesos sedimentarios que normalmente se relacionan con modificaciones ambientales que influyen no sólo localmente, sino a escala más regional. Dependiendo del tipo de rasgos que se reconozcan en la superficie misma y en las facies a uno y otro lado, puede, de manera cualitativa al menos, tenerse una idea de intensidad y longevidad relativa de un proceso (p. e., disolución, más allá de reconocer que son múltiples los factores que pueden controlarla, y que puede desarrollarse a distintas velocidades), como así también, detectar interrupciones. Por ejemplo, una superficie de exposición subaerea temporaria de una planicie costera puede quedar reflejada por un patrón de grietas de desecación, pero en caso de constituir una exposición prolongada, seguramente se caracterizará por patrones de mayor complejidad. Si la exposición es relativamente corta, el patrón de poligonación va a ser relativamente sencillo y más o menos penetrativo, de acuerdo con las características del sustrato y de su capilaridad. Si en cambio, la emersión es más prolongada, puede ser más compleja y contener superposición de otros fenómenos, incluyendo perforaciones, brechamientos, disolución, precipitación y rellenos superpuestos, además de evidencias de cambios de color y composición. Estos contrastes evidencian diferente duración de la exposición (u órdenes), que pueden ocurrir recurrentemente asociados con procesos que afectan periódicamente a la planicie, como puede ser un fenómeno de mareas donde recurrentemente un sector importante queda emergido durante algunas horas, días o semanas, o que la afectan de manera excepcional, por algún tiempo, durante el cual el nivel de base cae y la planicie costera queda expuesta a agentes meteóricos de una manera más prolongada. Estos cambios pueden ser estacionales o seculares de corto período y afectar las costas de un lago, por ejemplo, o pueden ser más prolongados y significativos, y asociarse con cambios orbitales y climáticos de período largo del tipo de los ciclos de Milankovitch que producen fluctuaciones sostenidas del nivel del mar y afectan al ciclo hidrológico y la productividad. Evidentemente, estos dos extremos producen efectos diferentes sobre sedimentos afectados por incipiente diagénesis, como también lo hacen las exposiciones prolongadas a nivel de millones de años sobre sustratos más litificados. Si bien en esto no hay una regla específica, sí existen una serie de criterios (físicos, químicos, petrográficos, etc) que pueden considerarse a la hora de analizar superficies y su grado de desarrollo y que permiten proponer, cualitativamente, tipos de procesos actuantes y duración de la emersión-exposición-interrupción y, por ende, establecer una tipología.

9.4.1. El ejemplo de la superficie basal de la Formación Yacoraite

Si bien muchos autores han hecho hincapié en el contacto basal neto de esta unidad, pocos la han caracterizado en detalle, como para que pueda constituir un criterio significativo en el análisis estratigráfico, no sólo a la hora de analizar su génesis, sino para intentar analizar su duración y utilizarla en correlación estratigráfica.

Este contacto se encuentra excepcionalmente bien expuesto en todas las localidades estudiadas, pero prácticamente es en la localidad del Espinazo del Diablo, donde sus rasgos son más significativos. Es en la comparación con el resto de las localidades estudiadas dentro del depocentro de Tres Cruces donde verdaderamente se adquiere dimensión de la magnitud regional de la misma. En esta localidad (Fig. 1.2, 4.7 y 4.8), este contacto puede caminar, casi ininterrumpidamente, por aproximadamente 9 km. Se trata de un contacto planar neto, muy contrastado a escala de mapa o de la observación en imágenes satelitales (en Fig. 9.6). Separa a la sucesión de eolianitas cuarzosas con estratofábrica gruesa de la Formación Lecho de los carbonatos con estratofábrica delgada y muy delgada de la Formación Yacoraite. A pesar de su planaridad general (Fig. 9.7a), a la escala del afloramiento, el contacto denota una notable irregularidad (Fig. 9.7b y 9.8a). Esta rugosidad se expresa a la mesoescala por inflexiones y cóncavidades muy marcadas (Fig. 9.8b) que, afectan la superficie a manera de surcos, que en un gran número de casos se superponen parcial o totalmente con patrones localizados con intensa perturbación del sustrato. Estos rasgos muy particulares de la capa calcárea basal de la Formación Yacoraite poseen una relación entre la longitud de onda aparente y la amplitud (relación ancho/profundidad) indicando cóncavidades significativas (Fig. 9.9), iguales o inferiores a 1. La unidad suprayacente como así también el relleno de estas incisiones contrasta composicional y granulométricamente de manera muy significativa con la unidad infrayacente.

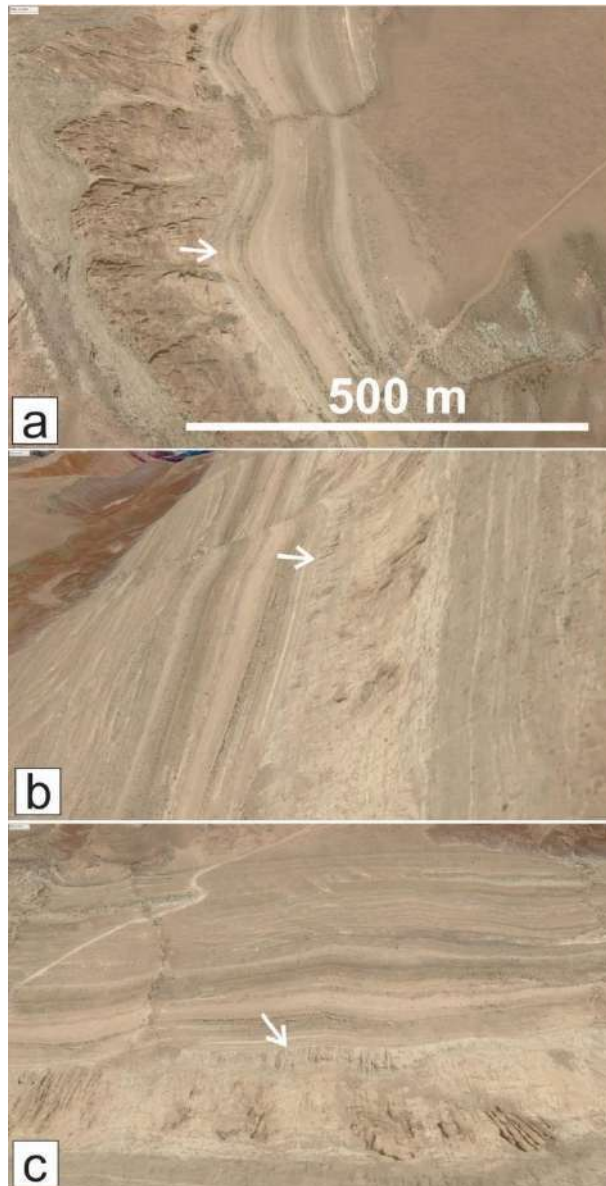


Figura. 9.6. Imágenes Google Earth de los afloramientos de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo con exageración vertical x3: **a)** Vista en planta orientada al norte- Nótese el patrón de diaclasamiento ortogonal que afecta a las areniscas masivas más oscuras de la Formación Lecho a la izquierda y el contraste estratofábrico con la Formación Yacoraite, representada por el bandado claro a la derecha. **b)** Muestra una vista oblicua hacia el sur. Nótese el contraste de estratofábricas entre las unidades mencionadas y el claro biselamiento de la Formación Lecho (≈ 80 m de espesor). **c)** Muestra una vista hacia el este con el contacto entre las formaciones Lecho y Yacoraite en primer plano (lado horizontal ≈ 800 m). Nótese el patrón de diaclasado característico de las areniscas eólicas masivas de Lecho (ver figura siguiente). Flechas blancas indican el contacto.

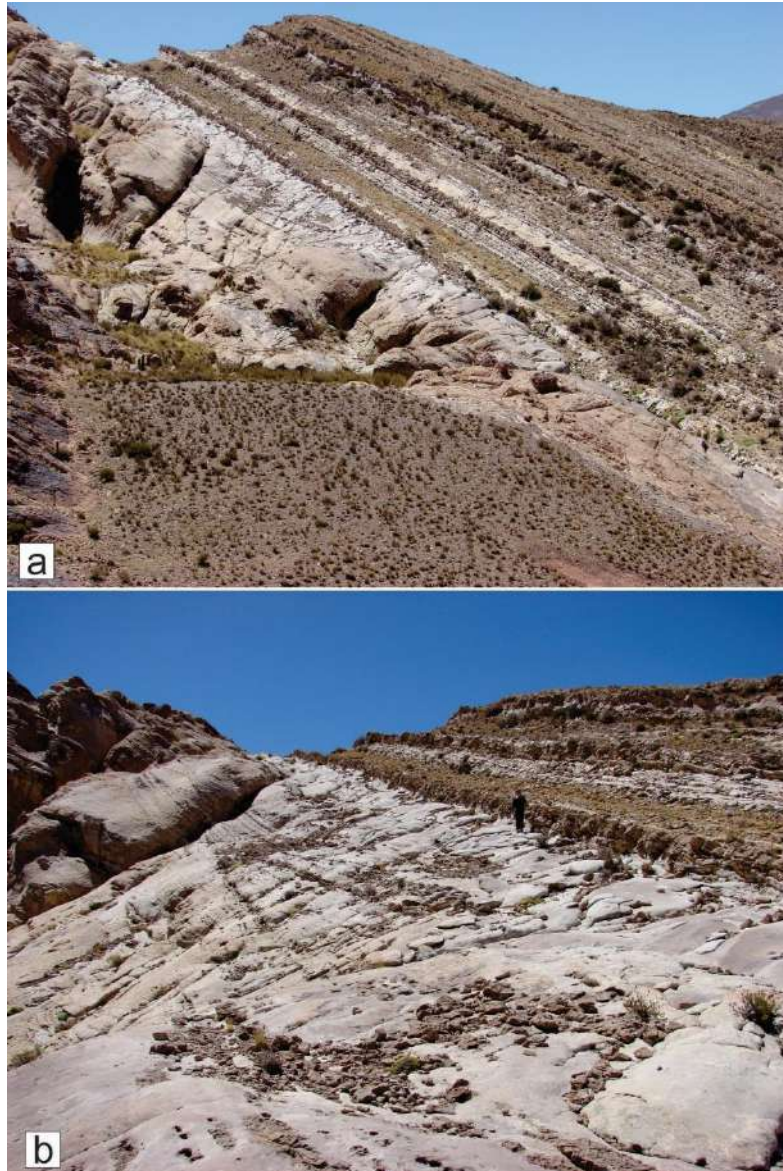


Figura 9.7. Superficie neta planar que separa las formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo del Diablo, expuesta sobre el camino de acceso a Mina Aguilar desde Casa Grade. **a)** Vista a la distancia donde puede contrastarse el estilo estratofábrico de ambas unidades, y la megaestratificación cruzada 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 se pierde (aproximadamente últimos 5 m).

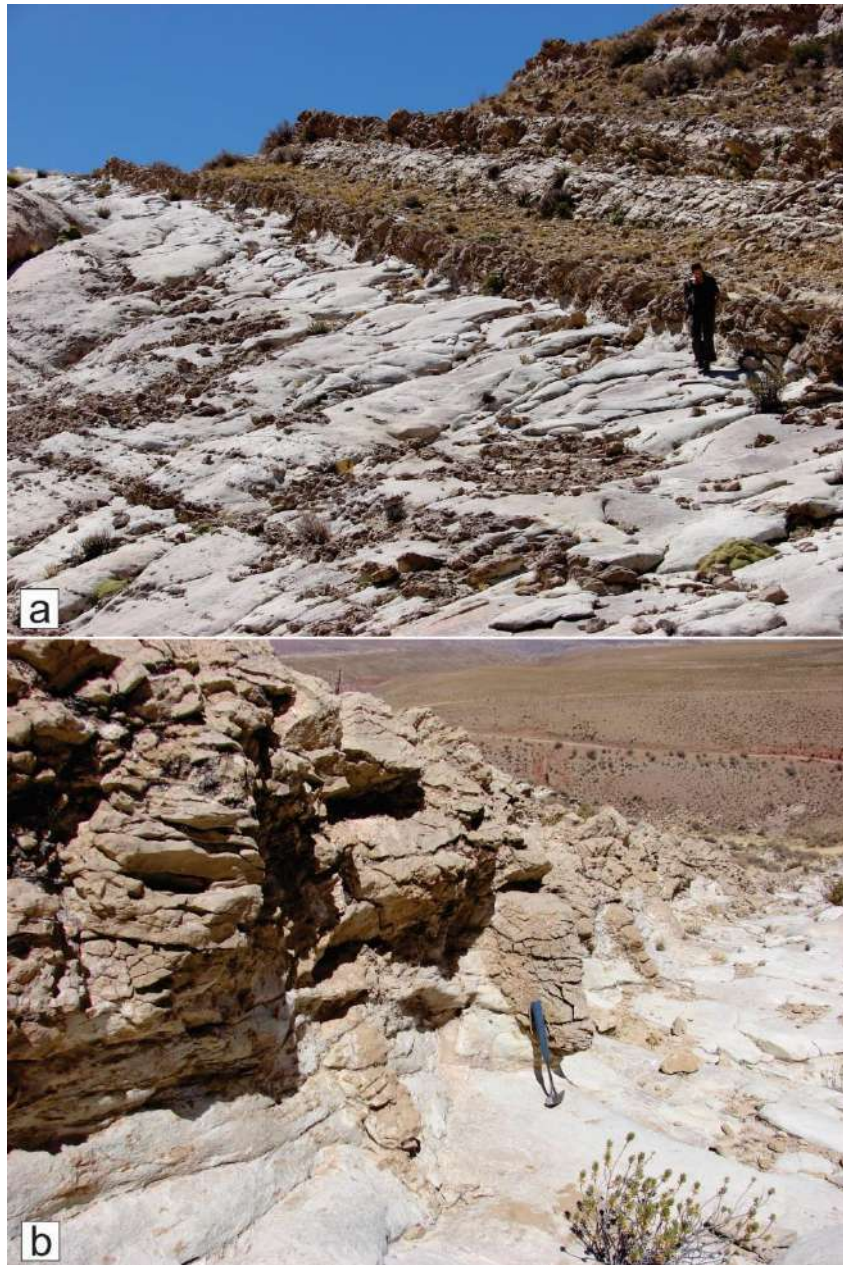


Figura 9.8. Detalle de la superficie neta limitante entre las formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo del Diablo. En **a)**, nótese a escala de afloramiento, la irregularidad de la misma (rugosidad) a pesar de su planaridad. Véase asimismo como se pierde la megaestratificación cruzada hacia el tope de la Formación Lecho (infrayacente). En **b)**, detalle de la irregularidad morfológica de la superficie que separa la 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.

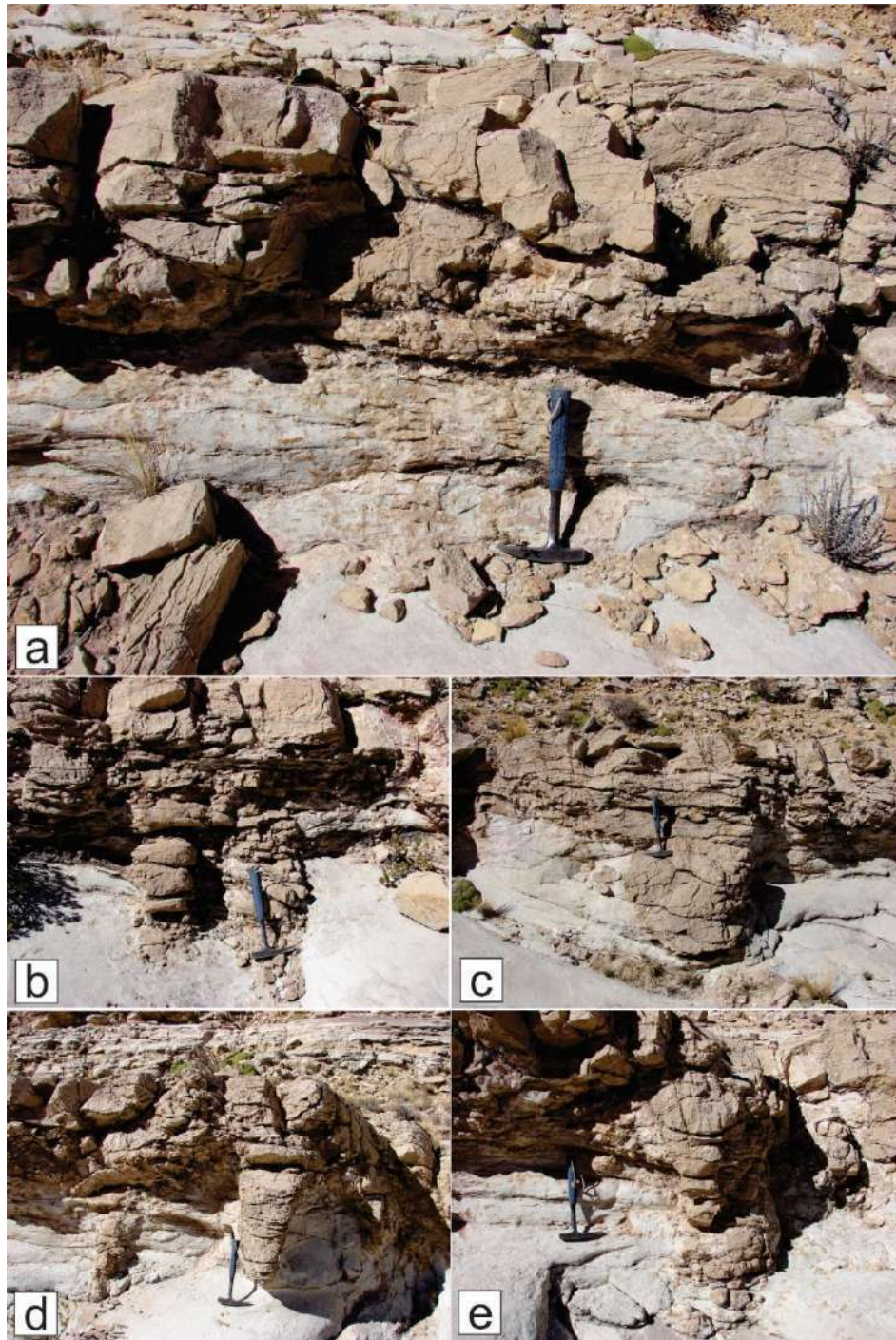


Figura 9.9. Arriba, un detalle del nivel basal de calizas oobioclásticas arenosas (a) en la base de la Formación Yacoraite que cubre abruptamente y mediando una superficie de carácter regional a la Formación Lecho, afectada en su tope por patrones de perturbación anidados (de colores ocres), dispuestos ortogonalmente a la estratificación. Nótese en su techo el desarrollo de estratificaciones cruzadas. Abajo, en b), c), d) y e) se muestra una variedad de estructuras fuertemente cóncavas con terminaciones en “u” y en “v”, con diversas relaciones ancho/profundidad.

En la unidad infrayacente se destaca 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, todos atributos

típicos de depósitos eólicos. Por su continuidad regional y espesores constantes se habría tratado de 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. Sin embargo, en los metros cuspidales (últimos 3-5 m), y de manera gradual, se desarrolla una notable variación de color (Fig. 9.10) que acompaña a rasgos de bioturbación complejos, que logran borrar por completo la estratificación cruzada, tan típica de la unidad.

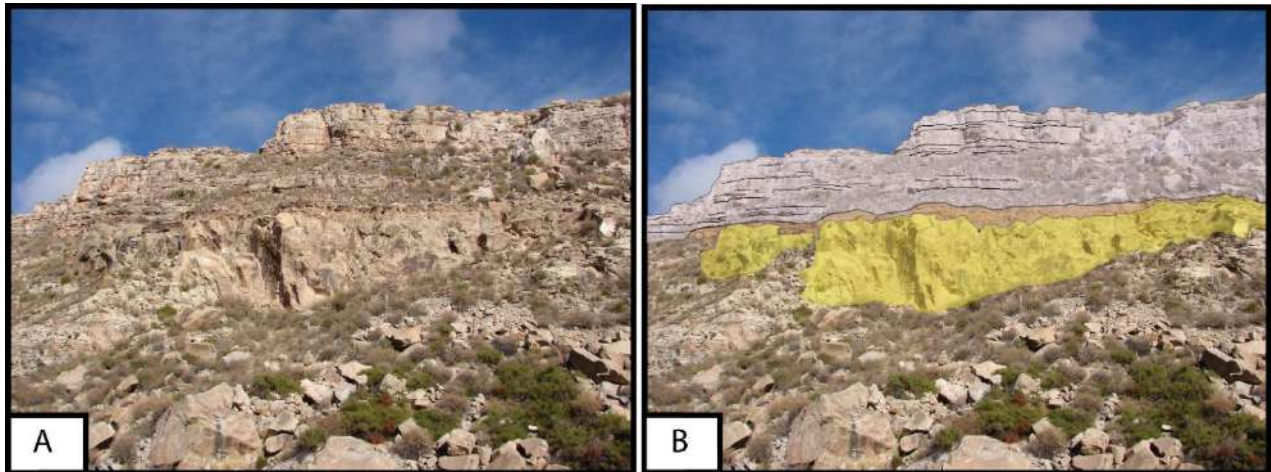


Figura. 9.10. Imagen de afloramiento en la margen oeste del cañón de Yavi, donde resalta el contacto entre la Fm Lecho (en amarillo), formada por areniscas masivas amarillentas y los depósitos carbonáticos grises de la Formación Yacoraite por encima. Nótese el intervalo ocre desarrollado al tope de la unidad infrayacente, representando paleosuelos que estabilizaron y transformaron al depósito eólico. Asimismo, véase la notable tabularidad de los paquetes estratales estratocrecientes en la Fm Yacoraite.

9.4.1.1. Fenómenos de perturbación bajo la superficie basal de la Formación Yacoraite

En la observación de detalle (Fig. 9.11 y 9.12) este cambio se asocia con fenómenos de perturbación localizada en forma de patrones anidados separados por distancias regulares de entre 1 y 5 m que, desde el contacto se proyectan hacia abajo (con dirección ortogonal a la estratificación) y superposición de patrones simples de tubos también dispuestos con gran proximidad a la superficie limitante (dentro del metro). 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. Estos “tubos” de gran porte (5 a 25 cm de diámetro) reducen progresivamente su diámetro hacia abajo y eventualmente se ramifican, profundizando hasta más de 1 m desde la superficie limitante. Estas formas son aparentemente cilíndricas con sección transversal aproximadamente circulares y contactos irregulares y graduales rápidos con el encajonante arenoso, generalmente marcados por aureolas de coloración ocre. En ocasiones, se observa una ramificación profusa desde un eje central de mayor diámetro y largo, que comúnmente se

conserva, con diámetros decrecientes estrechándose a lo largo de su curso y con terminaciones abruptas, difusas o bifurcadas. 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 10 y 20 cm.

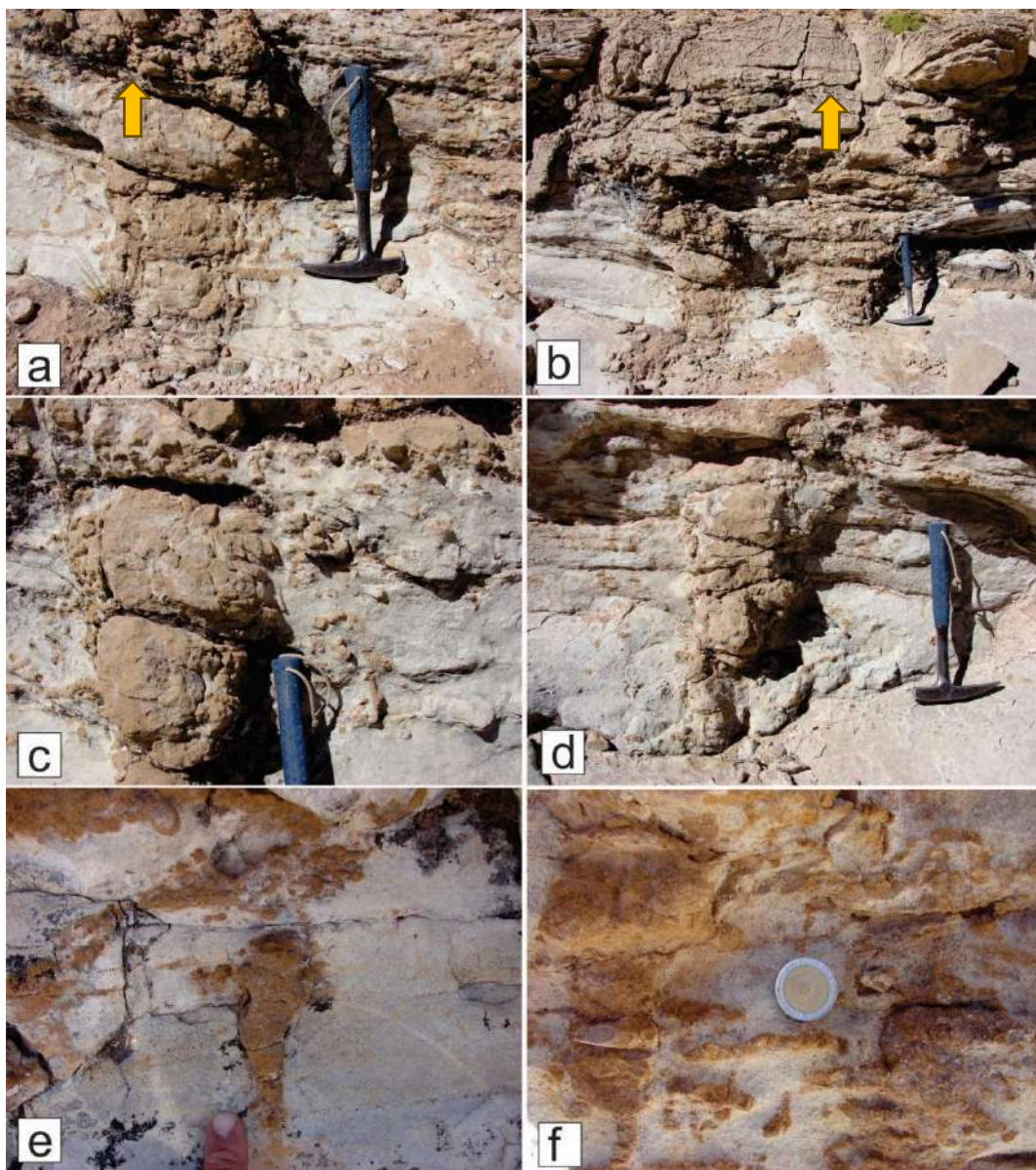


Figura 9.11. Detalle de los patrones de perturbación biótica con notable desarrollo vertical localizados inmediatamente por debajo de la superficie de biselamiento, en el tope de la Formación Lecho. Nótese la estructura cónica general y ramificaciones horizontales. Largo de la piqueta: 33 cm. En a) y b) se alcanza a ver la capa carbonática basal de la Formación Yacoraite. En c) y

d) se observan en detalle estructuras de corte afectando las sedimentitas eólicas de la Formación Lecho. En e) se ve una estructura con diámetro claramente decreciente hacia abajo y bifurcaciones en el extremo; en f) una superposición con patrones de tubos de posible *Thalassinoides* y otras indeterminados.

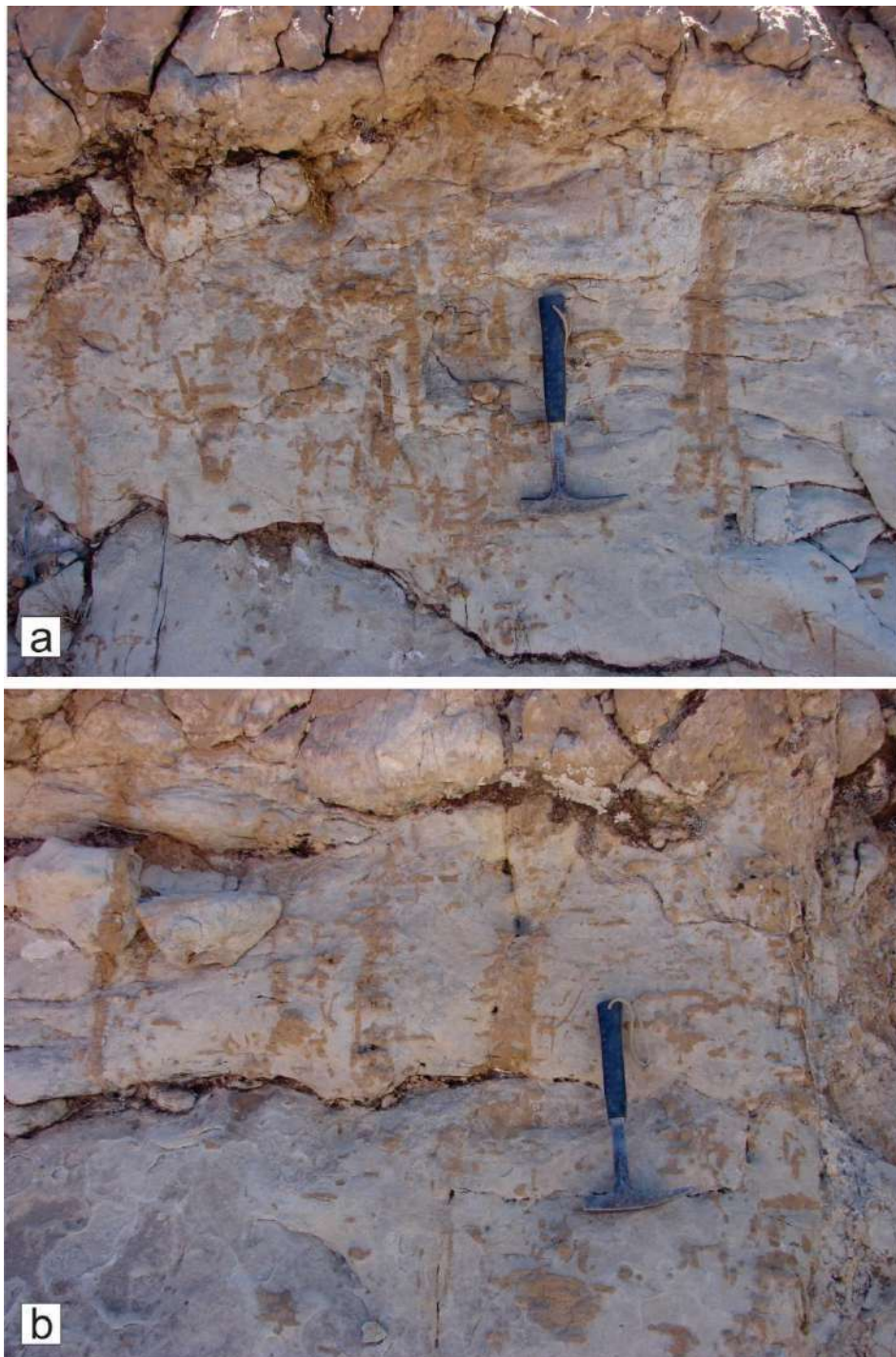


Figura 9.12. Detalle de los patrones de perturbación biótica de los niveles cuspidales de la Formación Lecho inmediatamente por debajo de la superficie de biselamiento. Nótese bifurcaciones y algunos desarrollos de muy pequeño diámetro aparte de los patrones ortogonales y nodulares. El nivel que corona es la capa carbonática de la base de Yacoraité. Algunas de los patrones a la derecha en b) recuerdan la actividad de tunelería asociada con organismos eusociales tipo hormigueros o termiteros y se extienden hasta 2 metros por debajo de la superficie del contacto.

Todos estos rasgos, en particular los patrones verticales de mayor porte y los horizontales, resaltan por contener rellenos ocre y de carbonatos ferruginosos que contrastan con el cemento carbonático esparítico de las areniscas (Fig. 9.13). En general, estos patrones de perturbación no poseen contactos netos, sino que aparecen en corte delgado como perturbaciones localizadas con acumulación diferencial de carbonatos ferruginosos.

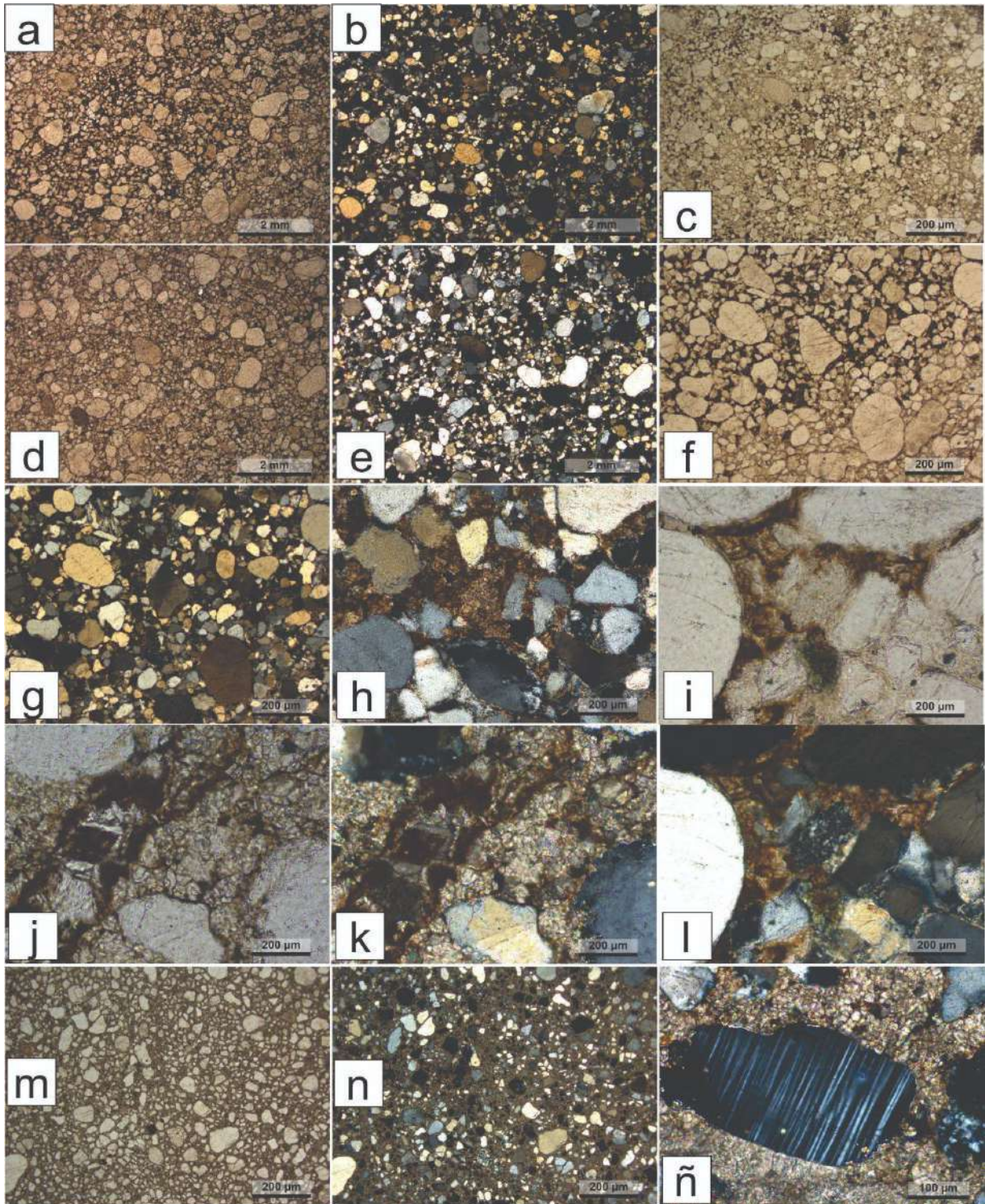


Figura 9.13. Petrografía de los niveles del tope de la Formación Lecho en la localidad del Espinazo del Diablo con evidencias de intensa pedogénesis. **a), c), d)** y **f)** son de los depósitos eólicos (areniscas bimodales redondeadas) afectados por intensa pedogénesis que puede verse en diferentes cortes ortogonales y notarse por el alineamiento de granos y efectos de mezcla. **b), e)** y **g)** son las mismas imágenes pero a nicols cruzados. **h)** e **i)** muestran detalles del cemento carbonático ferruginoso. El carbonato rico en hierro, como la calcita ferrosa, la siderita y la ankerita, generalmente se encuentran en suelos ricos en materia orgánica, desarrollados bajo la influencia de las fluctuaciones del nivel freático con procesos activos de oxidación-reducción. **l)** es la misma que **i)** pero a nicols cruzados. Nótese los romboedros rojizos indicativos de carbonatos ferruginosos dolomíticos-ankeríticos. **j)** y **k)** representan, a nicols paralelos y cruzados, el relleno diferencial de un pedotúbulo con carbonatos ferruginosos,

claramente cortando al cemento esparítico más temprano. **m)**, **n)** y **ñ)** muestran diferentes detalles de estas areniscas, ya cementadas con carbonatos e igualmente con texturas primarias perturbadas por bioturbación.

Aparte de estos diseños más comparables con estructuras radiculares, se destaca otro conjunto de estructuras tubulares simples (Fig. 9.14) de menor diámetro (< 10 mm), de entre 1-10 cm de longitud, con secciones subcirculares, manteniendo el diámetro relativamente constante y dispuestos verticales o subverticales, con rellenos generalmente pasivos. No obstante, algunas trazas muestran engrosamientos localizados, terminaciones globosas en forma de cámaras o rellenos meniscados y se superponen con moteados. Específicamente, existe una variedad de tubos cilíndricos a subcilíndricos, sin revestimiento evidente, horizontales o inclinados, ramificados y no ramificados. El contorno es ovalado a circular (el diámetro oscila entre 5 y 20 mm) y tienen relleno pasivo con sedimentos sin estructura, similares a la roca huésped. También existen otros tubos mayores bifurcados regular o irregularmente, que alcanzan 20-25 mm de diámetro y forman tunelerías interconectadas y dispuestas en ángulo variable en “T” o en “Y” (Fig. 9.14). Las morfologías son subcilíndricas a cilíndricas, circulares a elípticas en sección transversal. Los segmentos rectos o curvos se extienden por decenas de cm de longitud. Las paredes de estos tubos son en su mayoría lisas, pero pueden estar presentes algunas protuberancias raras y los rellenos, en general, son pasivos, no meniscados. Los casos de tubos meniscados (Fig. 9.14) son los menos frecuentes y tienen diámetros de hasta 1 cm, son en general curvos y parecen cortar a patrones de perturbaciones y moteados dispuestos ortogonalmente a manera de enjambres de túneles sin revestimiento. Tanto las tunelerías simples como las trazas meniscadas parecen ser cortados por los enjambres de tubos con bifurcaciones en “Y” y “T” que podrían corresponder a *Thalassinoides* asociado posiblemente con *Palaeophycus*.

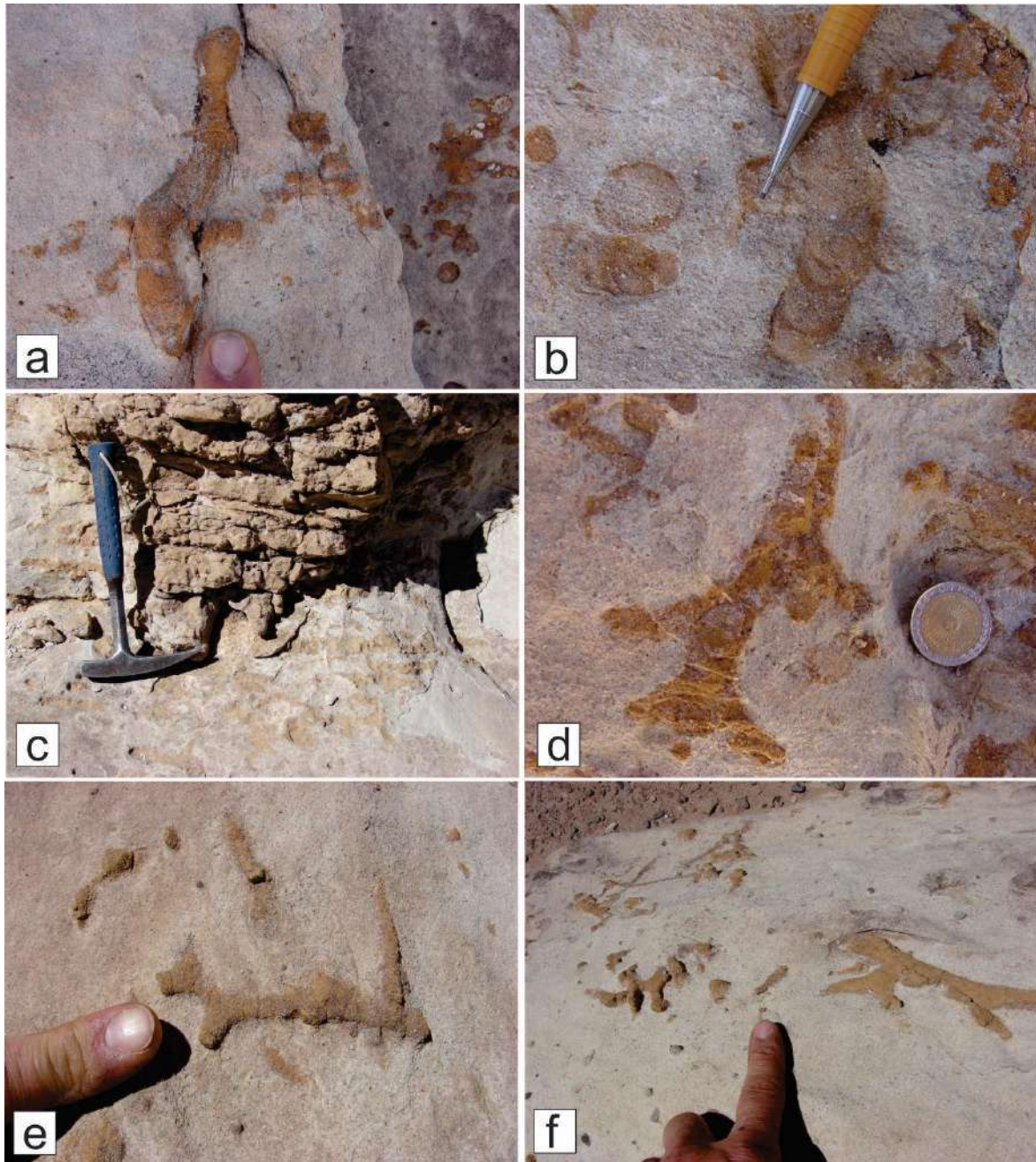


Figura 9.14. Detalles de los patrones de trazas superpuestas al conjunto de patrones con notable desarrollo vertical localizados inmediatamente por debajo de la superficie de biselamiento en el último metro de la Formación Lecho. Largo de la piqueta: 33 cm. **a)** y **b)** Son estructuras tipo *Beaconites*, con rellenos internos meniscados en secciones longitudinales y transversales. Nótese que en **a)** el tubo curvilíneo corta un patrón de moteado mientras que en **b)** el redondeamiento de los granos de arena muy gruesa en las areniscas bimodales. **c)** Muestra patrones de *Thalassinoides* en la base de un surco asociados con otras trazas indeterminadas de la asociación icnológica sustrato controlada de *Glossifungites*. Nótese las bifurcaciones en “Y” y en “T”. **d)**, **e)** y **f)** muestran casos de *Thalassinoides* asociado posiblemente con *Palaeophycus*.

9.4.1.2. Interpretación y modelo para el horizonte bioturbado

Un análisis preliminar de la variedad de rizolitos y perturbaciones registradas 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 pedogéticos en suelos (Kraus, 1999, Jordan y Mountney, 2010) y en 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. Esto resulta consistente con su caracterización como variedades de rizolitos a diferencia del conjunto de tubos acompañantes que parecen constituir madrigueras generadas por invertebrados y cuyas estrategias son comunes en suelos subaéreos con sistemas meniscados tipo *Beaconites* (Allen y Williams, 1981; Graham y Pollard, 1982; Keighley y Pickerill, 1994). La geometría de los rizolitos (p. ej., rizolitos de tipo 1 a tipo 3) varía entre unos pocos centímetros y un metro de longitud, con diámetros que van desde 0,1 mm hasta unos 20 cm, mientras que las madrigueras son generalmente más cortas de longitud y tienen diámetros más pequeños, con un promedio entre 1 y 50 mm (Abdel-Fattah et al., 2010, 2020). Las raíces de las plantas tienden a disponerse verticalmente y, en este caso, también se presentan ramificaciones horizontales secundarias. Las madrigueras de invertebrados son verticales, horizontales e inclinadas y pueden presentar ornamentaciones externas, revestimientos internos o estructuras tipo spreite o meniscada que pueden utilizarse para diferenciar las madrigueras de los rizolitos (Abdel-Fattah et al., 2020).

En sustratos marinos relativamente firmes (asociación sustrato controlada de Glossifungites, MacEachern et al., 2012; Abdel-Fattah et al., 2016), entre los que se distinguen *Thalassinoides*, *Skolithos* y *Palaeophycus*. Mientras que las estructuras de mayor tamaño se interpretan como fustes centrales y raíces principales de árboles y plantas de gran porte, las de menor tamaño son interpretadas como raíces secundarias y laterales. Las de tipo 3, en tanto, se interpretan como raicillas de pastizales marinos y/o como raíces terciarias y pelos radiculares asociados a raíces secundarias. La disposición perpendicular a la estratificación, las ramificaciones en ramas de segundo y tercer orden, acompañadas de una disminución en el diámetro son características definitivas de los rizolitos (Klappa, 1980; Wright, 1992; D'Alessandro et al., 1993; Plaziat, 1995; Retallack, 2001).

En contraste, las madrigueras de invertebrados, incluso aquellos que se ramifican como *Thalassinoides*, muestran diámetros uniformes y constantes. A pesar del hecho de que los rizolitos son más comunes en ambientes continentales, se han reportado rizolitos en ambientes marinos marginales tales como marismas y regiones mareals colonizadas por manglares (Bown, 1982; D'Alessandro et al., 1993; Plaziat, 1995; El-Saadawi, 2005; Abdel-Fattah et al., 2020). Asimismo, uno de los rasgos característicos y sobresalientes del patrón de perturbación descrito, es su distribución relativamente localizada y con separaciones o distanciamientos métricos (Plaziat, 1995). Estos sectores dominados por intensa bioturbación localizada han sido interpretados como posibles termiteros u hormigueros (Coppa Vigliocco et al., 2018), por analogía con otros depósitos conocidos del Mesozoico-Cenozoico que suelen colonizar sustratos donde quedan restos

vegetales, tocones y conjuntos de raíces (e.g. Bown, 1982; El-Saadawi, 2005; Abdel-Fattah et al., 2010). Asimismo, los conjuntos de rizolitos de menor diámetro y disposición subparalela pueden corresponder a matas densas de menor porte y pastizales que colonizan el entorno mareal.

Tanto los diseños de rizolitos mayores como los patrones de conectores laterales transversales y las bifurcaciones son comunes de manglares, donde los especímenes mayores enraízan a cierta distancia entre ellos y se desarrollan sobre suelos saturados (Tomlinson, 1986; Marchand 2008; Srikanth, et al., 2016) donde crecen pastizales y vegetación menor entre ellos. El sistema radicular de los manglares, en general, posee una gran diversidad en consistencia con la variedad y una muy estrecha vinculación con el nivel del mar (Krauss et al., 2013). Por lo general, estas plantas halófitas influenciadas por las mareas, están limitados a un cinturón de transición, relativamente angosto, con un gradiente topográfico bajo entre los dominios marinos y continentales, por encima del nivel medio del mar. Este es el denominado espacio de acomodación de los manglares (Rogers, 2021). En su mayoría prosperan en sedimentos firmes protegidos de la acción extrema de las olas y sus raíces tienen penetración superficial (entre 1 y 2 m máximo), desarrollándose bajo condiciones de suelo saturado en la región intermareal (Tomlinson, 1986; Srivastava y Pasad 2018). Los manglares tienen una arquitectura de raíces única en la que la mayoría de las raíces proximales se dispersan radialmente desde el fuste. El fuste puede tener un desarrollo relativo en relación con el enjambre de raíces laterales y secundarias. Las raíces radiales (o laterales) pueden extenderse por muchos metros y dar lugar a raíces descendentes verticales y neumatóforos ascendentes (Whybrow y McClure, 1981), que surgen de los suelos anaeróbicos, permitiendo el intercambio de gases. Estos últimos, normalmente no quedan preservados.

Los complejos patrones pedogenéticos se asocian comúnmente con algunas trazas características de ambientes subacuáticos someros como *Skolithos* y *Thalassinoides*, y saltuarias ocurrencias de *Palaeophycus* y *Teichichnus*, entre varias otras (Abdel-Fattah et al., 2010; Gee et al 2019), que indicarían condiciones muy particulares, propias de costas de manglares (Abdel-Fattah y Gringras, 2020; Fig. 9.15. A y B) y resultan consistentes con el grupo de trazas descritas más arriba y asociadas a los conjuntos de rizolitos.

Los manglares están constituidos por un grupo diverso de comunidades de plantas tolerantes a la salinidad que actualmente crecen en los ambientes de transición, fundamentalmente estuarios, engolfamientos, bahías interdistributarias y costas inundadas de bajo gradiente influenciadas por las mareas (intermareales), en latitudes bajas y medias de todo el planeta (Thorn et al., 1979; Plaziat ,1995; Duke et al., 1998; Ellison et al., 1999; Sarker et al., 2020). Se desarrollan en regiones costeras con interacción de agua dulce y marina, donde conviven crustáceos anfípodos, camarones, langostas, gusanos, bivalvos y algunos peces. Todos estos organismos contribuyen a la dispersión de partículas de sedimentos, mientras que los crustáceos decápodos, específicamente los cangrejos, son los principales organismos bioturbadores (e.g.

Thalassinoides) en el ecosistema de los manglares. Los procesos de bioturbación controlan los nutrientes y el ciclo del carbono a través de los sedimentos. Actividades como la alimentación, excavación y ventilación también influyen en la tasa de descomposición de la materia orgánica, el intercambio de nutrientes y el gradiente de óxido-reducción.

El carbonato rico en hierro, como la calcita ferrosa, la siderita y la ankerita, generalmente se encuentran en suelos ricos en materia orgánica influenciados por fluctuaciones del nivel freático con procesos activos de oxidación-reducción (Moore et al., 1992; Kraus y Hasiotis, 2006; Verrecchia 2011; Koster y Gilg 2015, Weibel et al., 2016, Bojanowski et al., 2016). Estas condiciones dominan en costas de manglares y sistemas palustres. La precipitación de carbonatos ferrosos (e.g. siderita, ankerita, etc) se asocia con sistemas saturados con abundancia de materia orgánica (Uysal et al., 2000). En tales entornos, la degradación de la materia orgánica favorece la precipitación de los cementos de carbonato al transferir el carbono de las sustancias orgánicas a las especies de carbono inorgánico disueltas (DIC) en el agua intersticial. El hierro presente en el material detrítico proporcionado por la meteorización de los silicatos y cubiertas ferruginosas en los granos eólicos se une como iones Fe^{3+} en (oxi-)hidróxidos en la zona diagenética óxica (Fimmen et al., 2008). Cuando se desarrollan condiciones deficientes de oxígeno en los sedimentos, estas especies se reducen y los iones Fe^{2+} solubles se liberan al agua intersticial. Los carbonatos ferrosos como la siderita precipitan a partir de dichos fluidos, cuando la alcalinidad aumenta (alto pH), mientras persisten las condiciones reductoras (Bojanowski et al., 2016).

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. Así no sólo desaparecen las estratificaciones cruzadas, sino que se produce un cambio de coloración hacia los ocre que resulta notable (Fig. 9.11). Asimismo, este cambio se verifica en la petrografía (Fig. 9.13) donde es evidente la perturbación localizada, y las cubiertas ferruginosas dentro del intervalo fuertemente bioturbado, sin alterar el material parental, que siguen siendo arenitas cuarzosas relativamente inertes, pero de color amarillento pasan a ocre.

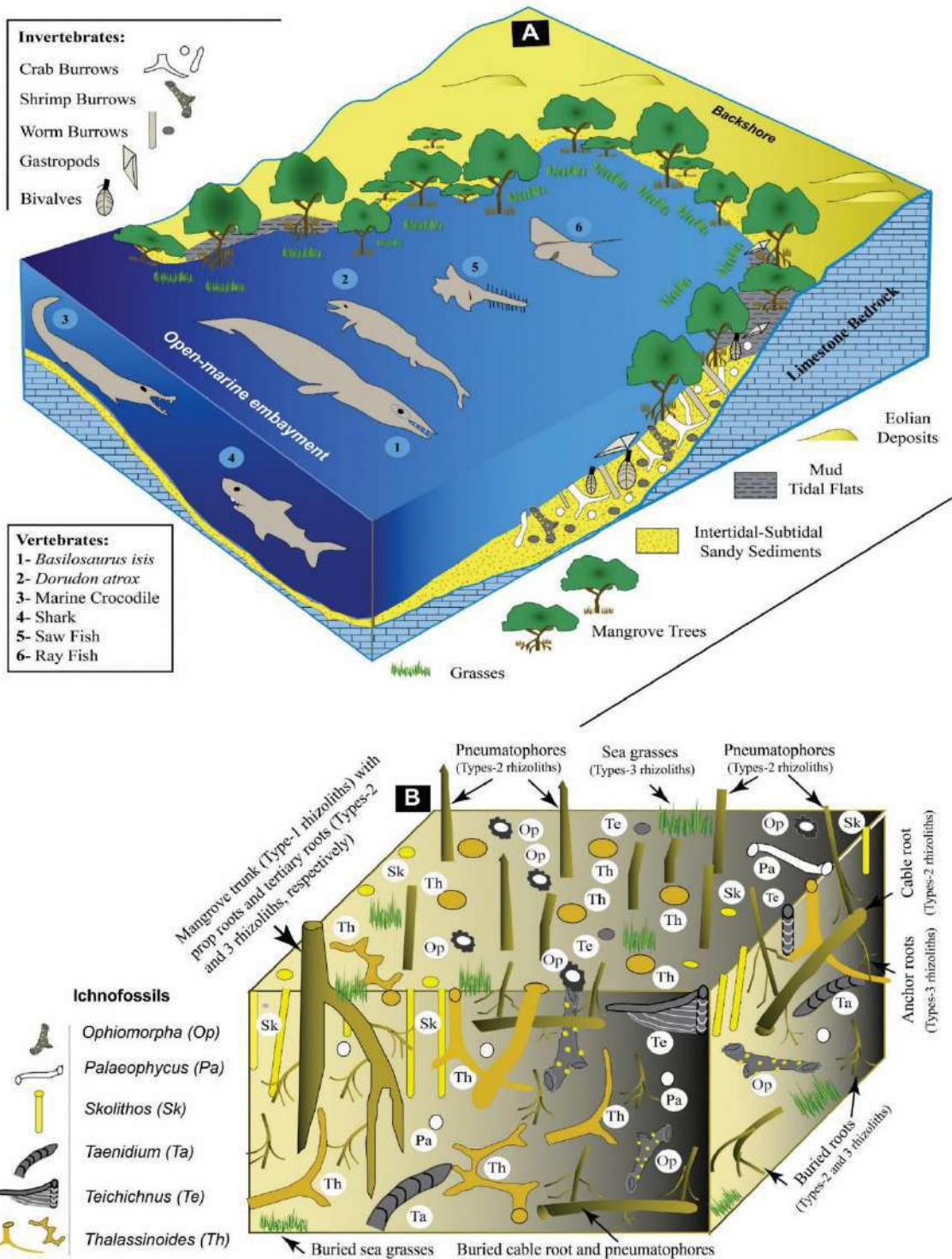


Figura 9.15. Modelo de facies e icnofacies para sistemas costeros con manglares propuesto por Abdel-Fattah y Gringras (2020). Nótese que este modelo si bien fue propuesto para interpretar el registro Cenozoico de Egipto, el mismo no contempla criterios estratigráficos dinámicos que son los que permiten entender la naturaleza de los registros en sistemas transgresivos y presenta una notable exageración vertical, pareciendo la costa, una de alto gradiente.

9.4.1.3. Importancia paleogeográfica y geológico histórica del hallazgo de rizolitos derivados de manglares

Varios autores (Ellison et al., 1999; Duke, 2017; Srivastava y Prasad, 2019; Rull, 2022) coinciden en afirmar que, si bien existe una gran diversidad de especies en manglares, su registro fósil (de polen, frutas y madera) no puede rastrearse más allá del Cretácico Superior (Fig. 9.16). Más recientemente Rull, 2022 sostiene que su aparición es una innovación Cenozoica y critica los indicadores de las comunidades de manglares utilizados previamente. A pesar de esto, existirían ejemplos de conjuntos de rizolitos y trazas fósiles asociadas que se asignan a sistemas de manglares (e.g. Ellison et al., 1999; Abdel-Fattah y Gringras, 2020). De acuerdo con la distribución paleogeográfica interpretada por Srivastava y Prasad (2019, Fig. 9.17) es posible que el ejemplo preservado en el tope de la Formación Lecho, vinculado con la transgresión de Yacoraite pueda constituir uno de los registros más antiguos conocidos de este tipo de ecosistemas costeros.

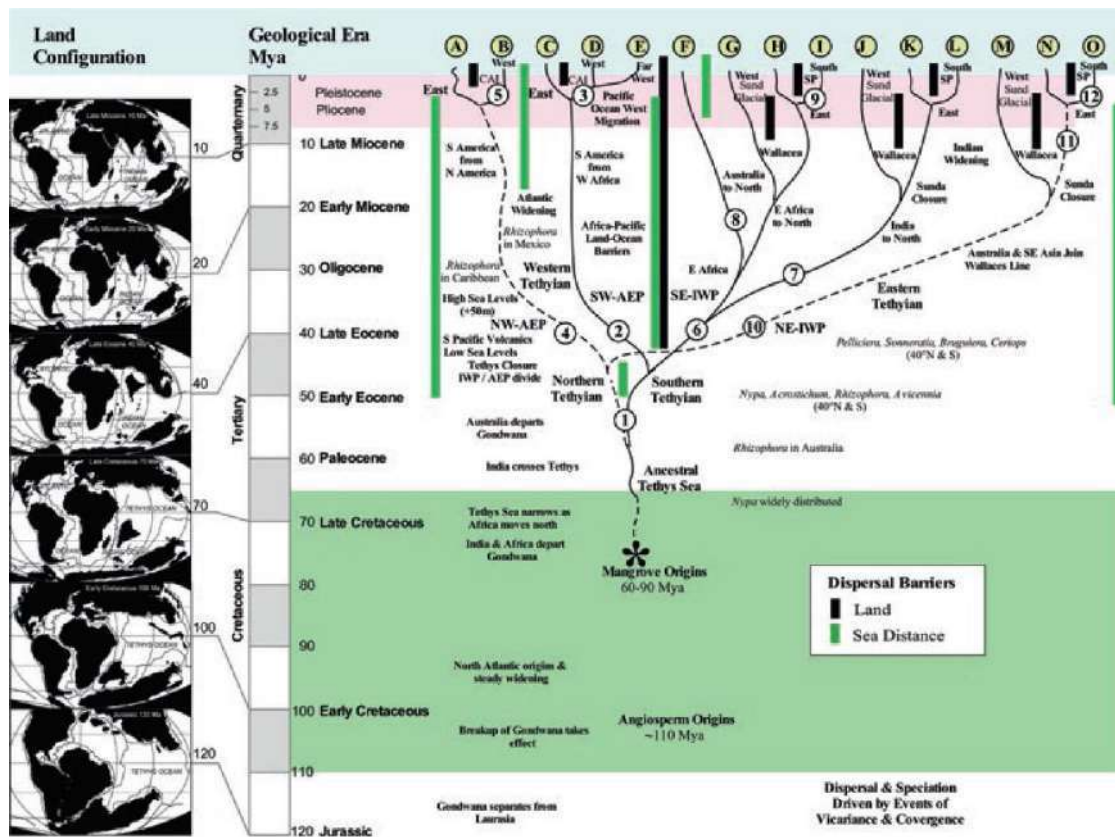


Figura 9.16. Cronología propuesta por Duke (2017) para las filogenias comunes de todas las especies de manglares, señalando los puntos de dispersión global (A–O) y las vías de dispersión (1–12) (Tomado de Duke, 2017). Nótese que según este autor los manglares poseen registros fósiles que se remontan al Cretácico Tardío (posteriores a la aparición de las angiospermas) y caracterizan una distribución global disyunta, con poblaciones separadas en dos regiones biogeográficas distintas: la Indo-Pacífica Occidental (IWP-siglas en inglés), que incluye Asia, Australia, Oceanía y la costa este de África; y la región del Atlántico y Pacífico Este (AEP-siglas en inglés), que cubre las Américas y la costa occidental de África.

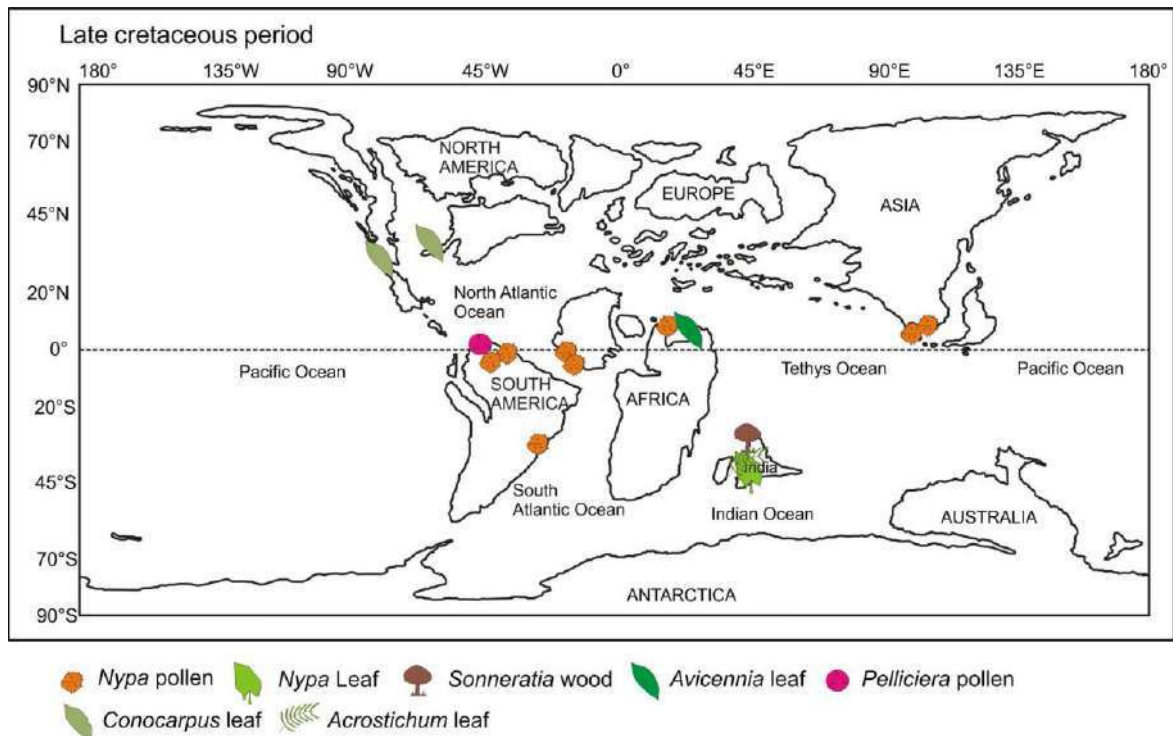


Figura 9.17. Distribución global de los manglares durante el Cretácico Superior según Srivastava y Prasad (2019).

9.4.1.4. Naturaleza erosiva del contacto

Los sectores intensamente bioturbados, antes descritos, habrían sido localmente aprovechados, por fenómenos de erosión e incisión para formar estructuras de corte y relleno (véase Fig. 9.9). 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. 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 Yacoraité, donde las concavidades se superponen parcialmente o totalmente sobre los enjambres de rizolitos anidados. Esto supone un debilitamiento o pérdida de la resistencia del sustrato que posibilitó la erosión localizada. De esta manera, 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). Resulta importante destacar que, si bien a la mesoescala la superficie es tremendamente irregular (Figs. 9.8 y 9.9), a la distancia, resulta en un contacto neto planar (Fig. 9.6 y 9.7), donde no sólo contrastan los colores sino el patrón de estratificación. 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 (Fig. 9.7a).

Además de las características geométricas señaladas, vale destacar el contraste composicional a ambos lados de la superficie que separa depósitos silicoclásticos amarillentos por debajo y calizas arenosas grises por encima (Fig. 9.9a); estas últimas, conteniendo una diversidad de gastrópodos (Fig. 9.18a), bivalvos (Fig. 9.18b y c), y granos recubiertos (ooides de tamaño variado entre 0,3 y 1mm) (Fig. 9.18c y e) dispuestos en conjuntos con estratificación cruzada de pequeña a mediana escala en bancos tabulares delgados a medianos. Inmediatamente, por encima de la superficie neta del contacto, resalta la presencia de clastos (Fig. 9.18d), 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 (Fig. 9.18e). También se han encontrado clastos de cuarzo (Fig. 9.18f) de hasta 3 y 4 cm de diámetro muy bien redondeados y pulidos dentro de los niveles basales que apoyan sobre el contacto.

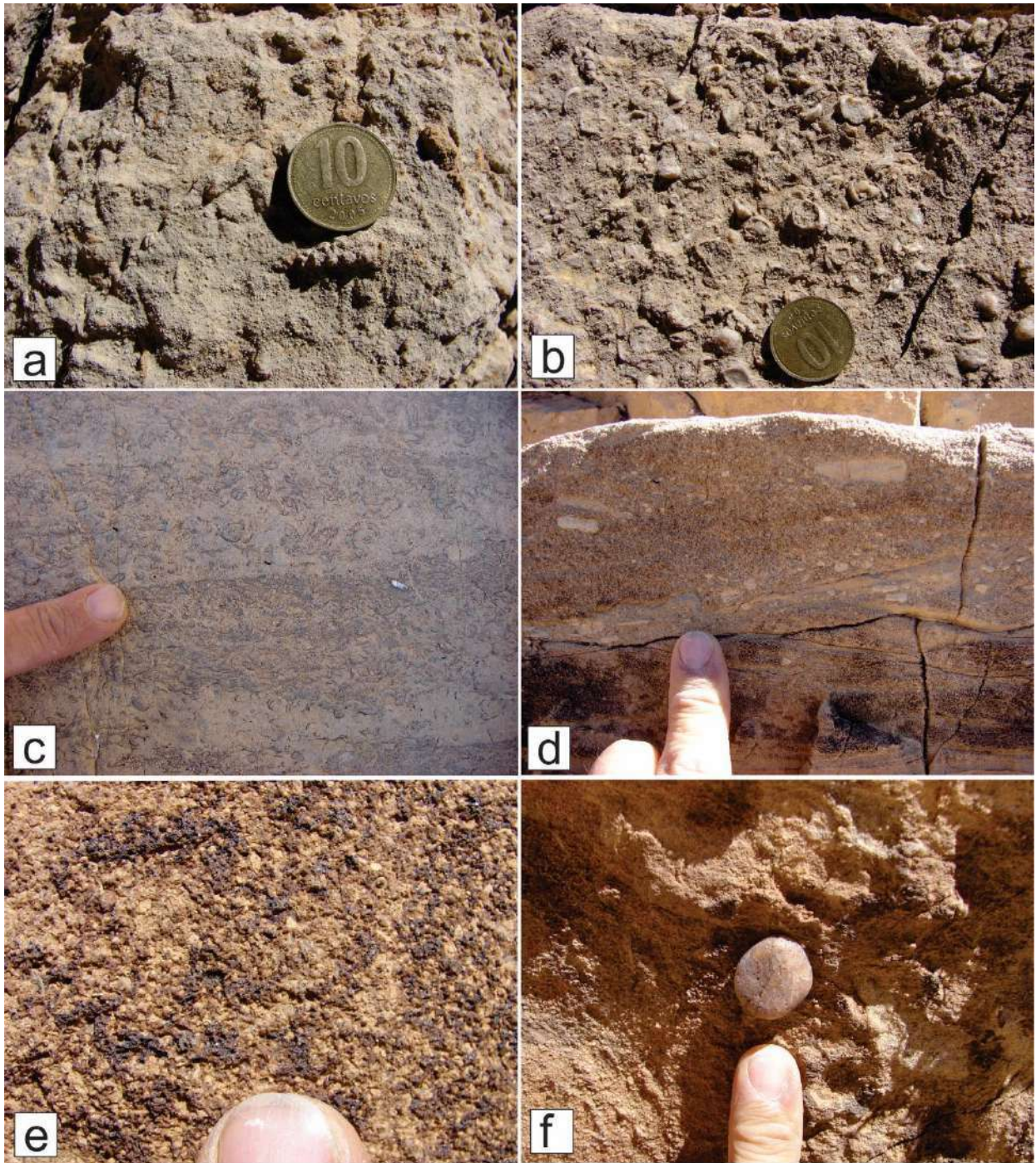


Figura 9.18. Detalle de calizas oo-biolásticas del intervalo inmediatamente por encima de la superficie de biselamiento, interpretado como coquinas solapantes (*OSBs-onlap shell beds*-de Zecchin, 2007 y Zecchin et al., 2019) que acompañan la transgresión. En **a**) nótese los gastrópodos turritelidos, en **b**) la abundancia de bivalvos, en **c**) una intercalación con ooides entre *packstones* biolásticos, en **d**) una serie de intraclastos carbonáticos en una matriz oolítico-arenosa, en **e**) un detalle mostrando la presencia de ooides multicapa y superficiales recubriendo granos de cuarzo, y en **f**) un clasto redondeado y bien pulido de cuarzo justo en el contacto. Esta última foto fue tomada en afloramientos de la localidad de Tres Cruces, que expone la base, vista desde abajo.

9.4.1.5. Evidencia de activación de la factoría carbonática

Inmediatamente por encima de la caliza basal (con más o menos participación de granos de arena medianos), se desarrolla un intervalo arenoso, donde de manera progresiva los granos comienzan a ser recubiertos por cortezas simples de calcita (ooides simples superficiales, véase apartado de microfacies). Las oolitas superficiales estarían indicando la influencia de un ambiente subacuoso, con suficiente saturación y alcalinidad como para precipitar carbonatos en una fábrica activa y generar recubrimientos sobre cualquier material, incluyendo los granos detríticos disponibles. Vistas a simple vista, estos niveles pueden confundirse con areniscas calcáreas por su reacción al ácido clorhídrico diluido (como de hecho han sido consideradas por otros autores), pero su examen al microscopio, revela que la totalidad de los granos silicoclásticos (cuarzo en su gran mayoría) participaron de un proceso de recubrimiento carbonático (Fig. 8.4). Esto implica que constituyeron núcleos de ooides, formándose dentro de una factoría carbonática activa, a pesar que en parte luzcan como areniscas con cemento calcáreo (areniscas calcáreas), producto de disolución parcial por soterramiento y presión disolución.

9.4.2. Interpretación de la superficie clave en la base de la Formación Yacoraite

De acuerdo a las características descritas con anterioridad, puede sugerirse una secuencia evolutiva para explicar esta notable relación estratigráfica que caracteriza el inicio de la Formación Yacoraite (Fig. 9.19). 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 NOA y, característica de la Formación Lecho (Starck, 2011), aunque no siempre son tan evidentes las megaestratificaciones cruzadas que la caracterizan en los perfiles de Yavi, Espinazo del Diablo 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 pueden ser portadoras de abundantes líticos.

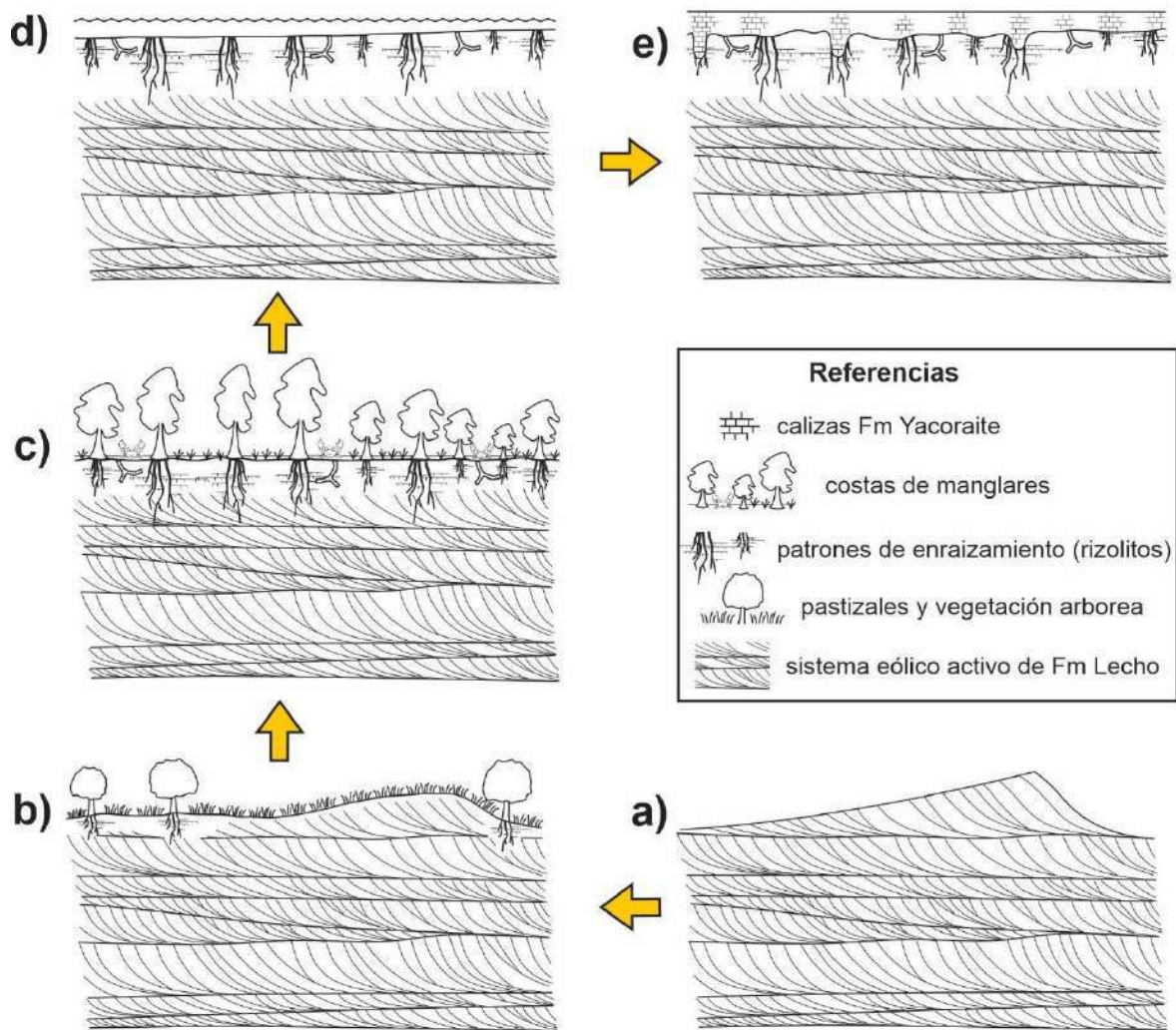


Figura 9.19. Etapas evolutivas interpretadas para la superficie basal de la Formación Yacoraite que representa el contacto entre las Formaciones Lecho y Yacoraite. La misma se interpreta como una superficie de biselamiento por acción del oleaje en un contexto transgresivo. **a)** Representa la actividad 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 retrabajados (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.

El marcado contraste litológico entre las formaciones Lecho y Yacoraite, junto al truncamiento neto expresado anteriormente indica una fase de arrasamiento erosivo entre ambas unidades. Pero, el detalle que permite interpretar los patrones de bioturbación y su sistemático distanciamiento, afectando el tope de la eolianita, indican una notable estabilización y colonización del sustrato por una vegetación que habría modificado el sustrato eólico. La intensa perturbación dada por los patrones anidados de rizolitos y trazas permite interpretar una humidificación generalizada, consistente con un proceso de estabilización general al cual se habría asociado la intensa pedogénesis registrada al tope del sistema eólico (cf., Hasiotis y Bown,

1992; Hasiotis, 2002, 2003; Bedatou et al., 2009; Krapovikas et al., 2016; Genise, 2017), seguido por el desarrollo de una costa de manglares bajo la influencia de una freática marina salina (en ambiente intermareal) (cf., Abdel Fattah et al., 2010, 2016; Abdel Fattah y Gringras, 2020).

El desarrollo de un truncamiento neto sobre estos depósitos con presencia de calizas oo-biolásticas en el perfil del Espinazo del Diablo constituye una evidencia incontrastable y contundente de un proceso transgresivo que produjo erosión y contribuyó a decapitar la historia previa, definiendo un importante hiato depositacional. 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 Yacoraita (Starck, 2011). Esto indica que ésta última unidad, solapa o traslapa regionalmente a la anterior, generando erosión sobre la misma. Los rasgos erosivos están indicados por la superficie rugosa tan bien expuesta en el Espinazo del Diablo, mientras las litologías contrastadas por encima y debajo son claramente continentales abajo y subacueas por encima. De hecho, en otras localidades (por ejemplo, Tres Cruces, Yavi), también se acumulan clastos (guijarros y guijones) de cuarzo, muy bien redondeados, inmediatamente sobre la discontinuidad, indicando la presencia de depósitos residuales asociados con una etapa transgresiva, algo característico de *lags* transgresivos marinos epicontinentales. Si bien esto no resulta argumento indiscutible de transgresión marina *per se*, vale destacar que el desarrollo y expansión areal de etapas lacustres, por el contrario, no favorece ni produce erosión notable del sustrato y, en consecuencia, no es acompañada de decapitación y notable truncamiento del sustrato como en este caso. Este tipo de contactos, en cambio, se interpretan como etapas transgresivas erosivas, ya sea asociadas con “ravinamiento” (truncamiento) por efectos de oleaje o de mareas, en donde la energía del sistema marino al avanzar sobre un sustrato, cualquiera sea, produce erosión, biselamiento y decapitación estratigráfica asociada al hiato que separa las unidades infra y suprayacentes.

Las superficies de biselamiento (*ravinement surface*) (Swift, 1968; Embry, 1995; Galloway, 2001; Catuneanu 2006; Zecchin y Catuneanu, 2013; Zecchin et al., 2019) también conocidas como superficies de erosión transgresivas (Posamentier y Vail, 1988; Bhattacharya, 1993; Posamentier y Allen, 1999) o diastemas fuentes (Swift et al., 1991) constituyen superficies de gran importancia estratigráfico 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 (Fig. 9.20). En este contexto, las estructuras erosivas incisivas son propias del cambio de pendiente en la cara de playa donde se produce el embate del oleaje y el flujo de retorno costero.

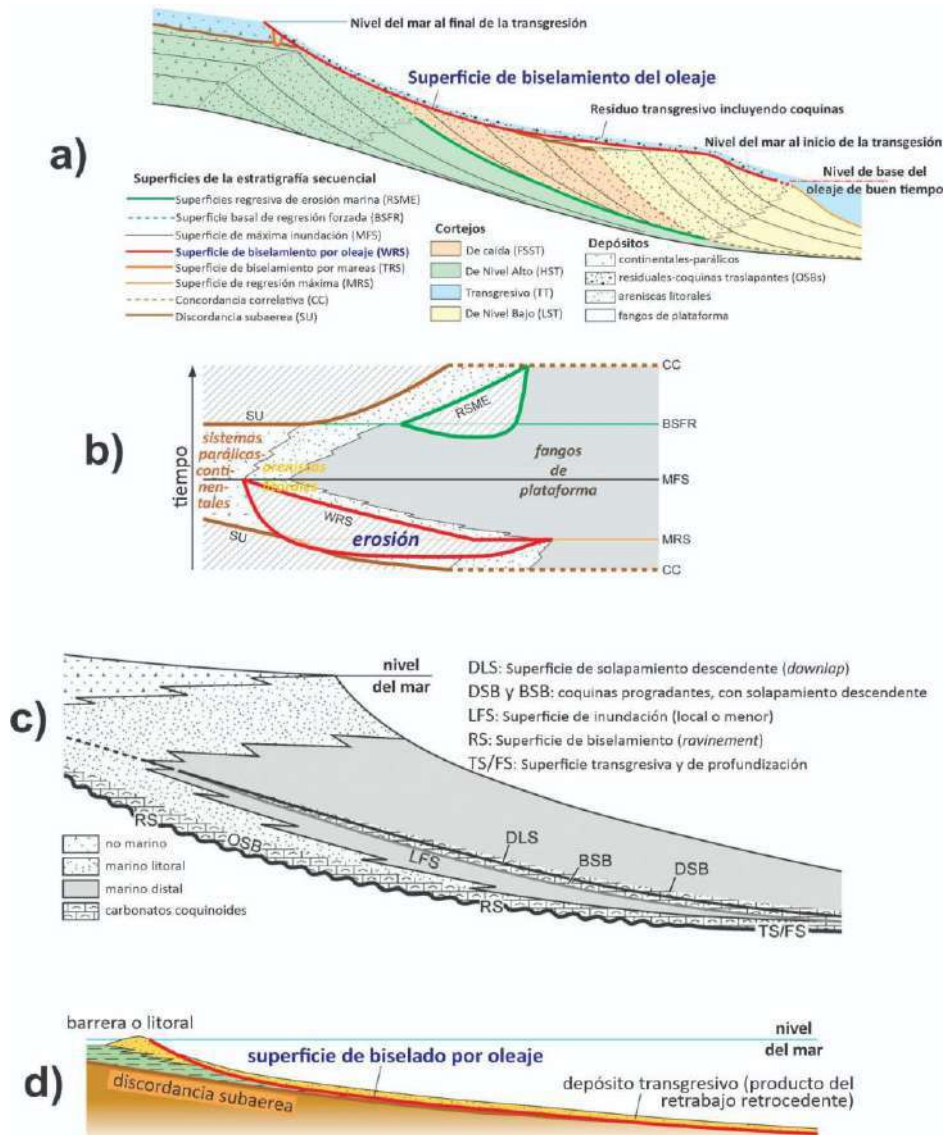


Figura 9.20: Diagramas mostrando los principales conceptos en relación con la superficie de biselado por oleaje (*ravinement surface* = WRS, por sus siglas en inglés), generada durante un episodio transgresivo. Esta superficie de biselado es una superficie diagnóstica en el contexto de la estratigrafía secuencial. **a)** Muestra las relaciones estratigráficas y geométricas de la misma (con escala vertical exagerada). Nótese que la superficie de biselado se extiende entre la base del oleaje de buen tiempo en el máximo regresivo y la base de la cara de playa (*shoreface* superior), durante el momento del máximo transgresivo. **b)** Muestra la distribución temporal, es decir cronoestratigráfica, de la erosión asociada al biselamiento y su relación con los cinturones de facies. Nótese que la superficie es diacrónica en relación con el traslape costero, situación que es válida para un corte ortogonal a la pendiente costera y se maximiza cuando la pendiente costera es mayor. **c)** Muestra cómo un depósito residual (*lag*) durante la transgresión cubre la superficie de biselado, debido al truncamiento erosivo, y comúnmente incluye coquinas solapantes. **d)** Constituye el caso de una costa de bajo gradiente y con escaso suministro detrítico y acomodación que potencian el retrabajo y labrado la superficie de biselado que, lateralmente puede ser equivalente y solapar o ser coplanar con una discordancia de exposición generada con antelación (Thorne y Swift, 1991; Cattaneo y Steel, 2003). En estos casos, la erosión elimina por completo los sistemas litorales de retrobarrera asociados con la transgresión, que son retrabajados por la superficie de biselado y no se preservan (sobre todo si la subsidencia no es notable). a), b) y d) son modificadas de Zecchin et al. (2019) y c) de Zecchin (2007).

La relación entre acomodación y sedimentación, junto con las características energéticas del medio marino y la resistencia física y topografía del sustrato modelan su fisonomía (Cattaneo y Steel, 2003). Estas discontinuidades erosivas, de perfil erosivo cóncavo (Bruun, 1962), al avanzar hacia el continente labran

superficies planares que se extienden entre la base del oleaje de buen tiempo al inicio de la transgresión y la base de la cara de playa (*shoreface*) al final de la transgresión (Fig. 9.20a). Comúnmente no están libres de algún relieve, microtopografías y rugosidades (Goff et al., 2005; Zecchin et al., 2011a) que dependen de las características del sustrato previo. Dado que representan todo un lapso en el que se produce la transgresión, constituyen superficies diacrónicas (Catuneanu, 2006) que se rejuvenecen hacia el interior continental (Fig. 9.20b). Estas superficies de biselamiento están cubierta inequívocamente por sedimentos subacuáticos con presencia de depósitos residuales y/o pavimentos de conchillas (Fig. 9.20c). Normalmente, expanden el registro marino al interior continental, resultan muy diagnósticas por el contraste litológico entre los depósitos infra y suprayacentes y pueden retrabajar discontinuidades previas, convirtiéndose, en límites basales de cortejos transgresivos y/o límites de secuencia, al mismo tiempo (Fig. 9.20d).

A diferencia de costas de alto gradiente y plataformas, en el marco de un mar epicontinental la transgresión habría ocurrido a mayor velocidad y sobre una superficie de menor gradiente regional (Fig. 9.21). De esta manera, la trayectoria de la discontinuidad habría sido de muy bajo ángulo (Fig. 9.21c) y su labrado erosivo sería levemente diacrónica, algo sólo demostrable con cronología de muy alta resolución. En sistemas costeros con bajo gradiente, la rápida migración de la línea de costa (hacia el interior continental), canibaliza o retrabaja los depósitos costeros desarrollados contemporáneamente (incluyendo la llanura costera, complejos de barrera, albuferas y lagunas) (Abbott, 1998; Yang, 2007; Cattaneo y Steel, 2003), junto con espesores variables de la unidad infrayacente (Fig. 9.21). Por esta razón, muchas faunas y floras, más propias de lagunas costeras salobres, pueden quedar formando parte de los carbonatos que solapan. Esta es una explicación razonable y parsimoniosa para dilucidar las mezclas composicionales observadas en los componentes bioclásticos observados en la petrografía.

La superficie erosiva se maximiza en casos donde la incursión marina se produce de manera repentina (relativamente rápido) bajo condiciones de escaso influjo sedimentario y reducida acomodación, algo típico de marcos epicontinentales sin influencia de desembocaduras y bajo cierta aridez (sin afluencia de ríos de carácter perene). El efecto transgresivo retrocedente, logra modificar el perfil de equilibrio, cosa que no ocurre en sistemas lacustres, donde el pasaje entre etapas de contracción y expansión normalmente no genera erosión y queda acompañado de cortas transiciones de facies que, permiten verificar dicha evolución, independientemente de los marcos tectónicos (Renaut y Gierlowski Kordesch, 2011).

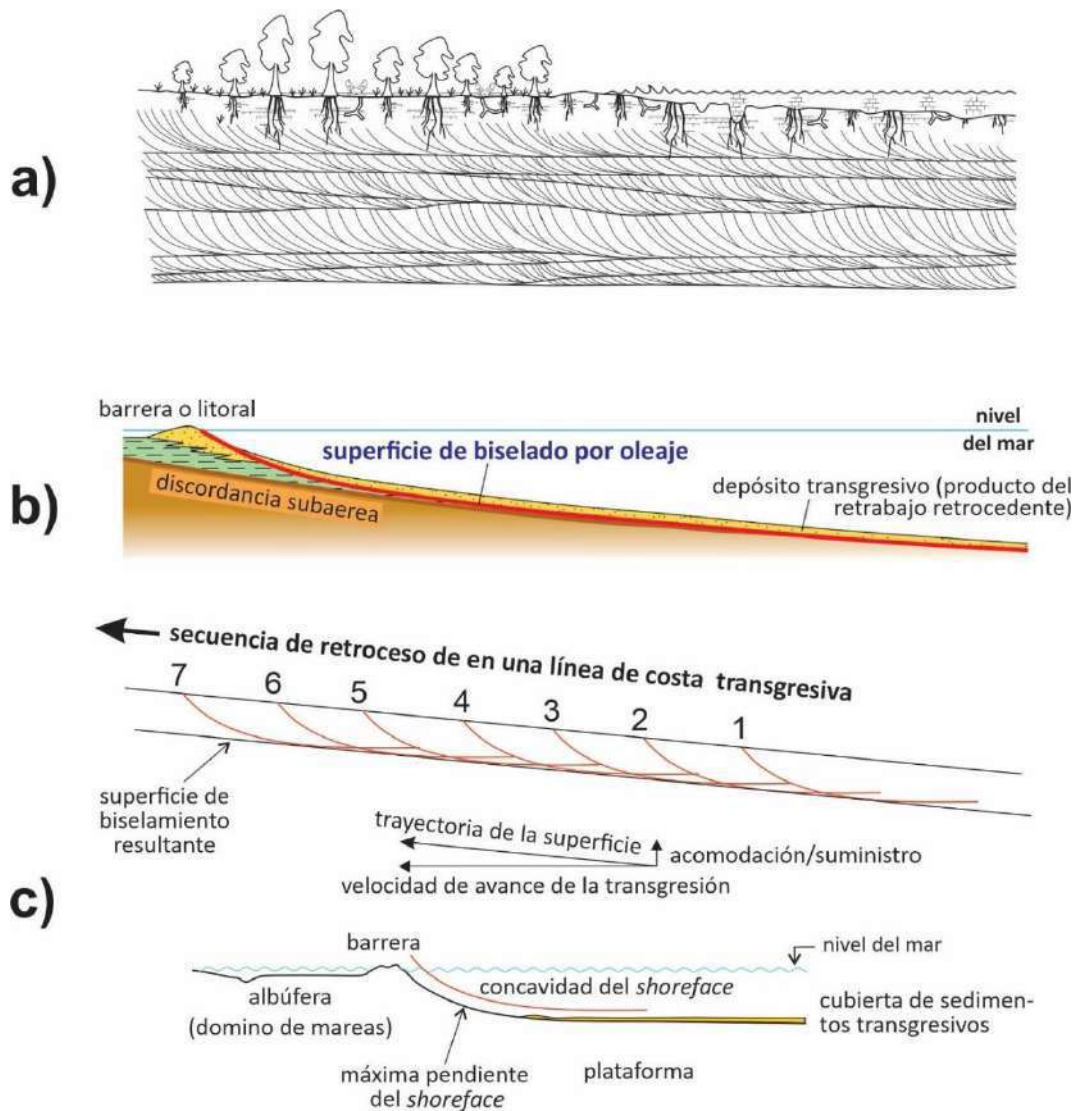


Figura 9.21: a) Perfil transversal a la línea de costa mostrando el desarrollo de la superficie de biselamiento (*ravinement surface*) con que comienza la Formación Yacoraite, producida por el avance de una incursión marina en un contexto epicontinental, con reducida acomodación y escaso suministro detrítico. b) Muestra el esquema conceptual de Zecchin et al. (2019) para el caso de una transgresión rápida en costas tendidas (con reducida pendiente), como habría sido el caso de la existente en la base de la Formación Yacoraite. c) Diagrama conceptual con escala vertical exagerada de una secuencia de retroceso costero (*backstepping*) inspirada en Swift (1975), donde se ven diferentes posiciones de la línea de costa durante una transgresión junto al efecto de labrado erosivo que genera el retroceso del *shoreface*. Este último subambiente es el de mayor pendiente en la línea de costa (superficie cóncava roja) y ocasiona el efecto erosivo del oleaje que actúa con persistencia hasta la base del oleaje de buen tiempo. También se ilustran los subambientes de albúfera, por delante de la rompiente del oleaje en la barrera activa que, de acuerdo a la trayectoria de la transgresión, pueden quedar parcialmente preservados y los depósitos que cubren la superficie de biselado marino. Nótese que la trayectoria de la superficie de biselamiento depende de la velocidad de la transgresión (dependiente, a su vez, de la pendiente costera) y de la relación acomodación-suministro. Un escaso espacio de acomodación y un reducido suministro facilitan en costas de baja pendiente el biselamiento erosivo (Cattaneo y Steel, 2003).

Si bien el contacto superno de la Formación Yacoraite solapando sistemáticamente arenitas cuarzosas de la Formación Lecho se observa en distintas localidades del depocentro, en algunas partes tiene diferente fisonomía y no se expone el horizonte intensamente bioturbado del tope, donde prácticamente se borran las megaestratificaciones cruzadas. Esto permite interpretar que el biselamiento habría eliminado

algún espesor de la unidad infrayacente (posiblemente algunos metros) y esto es consistente con los *lags* residuales hallados. Además, la falta de topografía preservada en el complejo eólico infrayacente (superficie de planación geomórfica) indicaría un proceso de decapitación comparable con modelos regionales de transgresiones marinas rápidas (Eschner y Kocurek, 1988). Considerando la tasa de migración costera, en contextos transgresivos, las transiciones eólicas a marinas se han subdividido en tres categorías principales (Chan y Kocurek, 1988; Eschner y Kocurek, 1988): catastróficas, rápidas y graduales. Sólo en este último caso es aplicable el término transición, dado que en las dos primeras situaciones se generan contactos netos. Asimismo, cuando la topografía del sistema eólico queda preservada se interpretan procesos catastróficos, mientras que si existe suficiente modelado costero se interpretan transgresiones rápidas (Jennings, 1975; Glennie y Buller, 1983; Blakey et al., 1988; Jordan y Mountney, 2010; Rodríguez López et al., 2012; Argüello-Scotti y Veiga, 2015; Acevedo y Bande 2018; Paz et al., 2021).

La tasa de migración costera está controlada por la tasa de aumento relativo del nivel del mar y la topografía y fisiografía costeras, particularmente la pendiente costera (véase Cattaneo y Steel, 2003; Zecchin et al., 2019). Asimismo, según Eschner y Kocurek (1988) la preservación de la topografía del sistema eólico transgredido depende de la velocidad de la transgresión y de la energía acompañante (oleaje, mareas corrientes costeras, etc.). Sin embargo, resulta importante, en esta ecuación, resaltar la naturaleza relativa del ascenso del nivel del mar, por cuanto la acomodación puede incrementarse localmente por compactación diferencial de unidades sedimentarias precedentes (Coe, 2003; Paz et al., 2021). De acuerdo con esto, una reelaboración parcial o total puede acompañar a la transgresión marina, induciendo la decapitación y biselamiento del sistema eólico precedente. Es así, que durante una transgresión marina los efectos de biselamiento pueden ser diversos y dar lugar a superficies erosivas que terminan generando contactos abruptos como los que se registran en la subcuenca de Tres Cruces, independientemente de los cortes y la disposición de los perfiles estudiados, que permiten sugerir una cierta diversidad de morfologías costeras.

Estas razones permiten separar la unidad eólica infrayacente de la suprayacente, claramente subacua, interpretando una discontinuidad regional para el contacto, algo que no ha sido claramente expresado en el pasado. Cabe recordar que algunos autores interpretaron relaciones laterales entre las formaciones Lecho y Yacoraité (Boll y Hernández, 1985; Gomez Omil et al., 1989; Hernández et al., 1999, 2008; Cónsole Gonella et al 2017) en contraposición a lo sugerido por Starck (2011), quien interpreta que Yacoraité representa un intervalo definitivamente más joven. Según nuestro análisis estratigráfico cotejando todas las localidades analizadas en la subcuenca de Tres Cruces, más aquellas descritas en la bibliografía (véase p.ej., Fig. 11a de Deschamps et al., 2020), un contacto neto erosivo puede ser interpretado a nivel regional y justifica una relación vertical, consistente con un origen transgresivo para la Formación Yacoraité. Esto permite sostener que la base de la Formación Yacoraité es una superficie de biselamiento de origen marino y representaría un

lapso de tiempo geológicamente muy corto, que condensa diferentes relaciones estratigráficas definidas a partir de la variabilidad costera existente en costas de reducida pendiente. En este marco, pocos centímetros de ascenso eustático anual permiten avances kilométricos de la línea de costa, generando costas muy recortadas y engolfamientos amplios con una enorme diversidad morfológica como la registrada en Australia (Ryan et al 2003). Sin embargo, en el marco de un contexto de *rifting*, este fenómeno puede incluso acentuarse y las transgresiones pueden rápidamente modificar cualquier paisaje sedimentario heredado, como habría sido el caso del engolfamiento andino que cubrió esta región del noroeste argentino durante el cretácico tardío (véase Capítulo 10).

El intervalo descrito en el Espinazo del Diablo y sus patrones de bioturbación de origen biótico 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 “óptimo 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.

Vale entonces concluir que una interpretación independiente, realizada sobre la base de la naturaleza de la discontinuidad estratigráfica basal de la Formación Yacoraite a nivel de la subcuenca de Tres Cruces, permite afirmar su naturaleza marina. Asimismo, vale mencionar que, tanto para el depocentro de Tres Cruces como para Metán-Alemania, recientemente se interpretó (Ruiz-Monroy, 2021) que los datos de geoquímica orgánica procedentes de la sección inferior de la Formación Yacoraite señalan un origen marino.

Los fenómenos de transgresiones rápidas conocidos (por ejemplo, Eschner y Kocurek, 1986; 1988; Blakey et al., 1988, 2018; Paz et al., 2021) comúnmente dan lugar a una diversidad de relaciones estratigráficas en virtud: a) de la geometría compleja del mar epicontinental con una enorme diversidad morfológica de entrantes (algunas controlando la influencia de mareas) y salientes costeras; b) del desarrollo de engolfamientos con diferentes profundidades controlando la amplitud del oleaje y c) la provisión de suministro detrítico ocasionada por desembocaduras fluviales que propician estuarios y deltas de cabecera de estuario con rápida progradación. Estas características pueden influir notablemente en las facies del sistema transgresivo acompañante, pero en el caso registrado en la subcuenca de Tres Cruces (Fig. 9.21) es claro que no existieron aportes detríticos significativos que impidieran que se genere una factoría carbonática asociada a las nuevas condiciones ambientales. Un ejemplo análogo al de Yacoraite en el Noroeste

argentino asociado al episodio transgresivo maastrichtiano ocurrió en Norteamérica, durante la transgresión tardío-jurásica (que más tarde formó el mar epicontinental del oeste norteamericano) y depósito los carbonatos de la Formación Todilto por encima del mar de arena de las *Entrada Sanstones* (Kirkland et al., 1995; Blakey et al., 1988, Blakey y Ranney 2018).

En estos contextos fisiográficos de pendientes regionales muy reducidas los fenómenos transgresivos se maximizan. Incluso, en contextos extensionales actuales, se localizan bajos topográficos por debajo del nivel del mar que generan contrapendientes, como en el ejemplo del bloque que actualmente se separa desde Etiopía hacia el Mar Rojo y da lugar al engolfamiento de Eritrea, que facilitan las transgresiones catastróficas. El ejemplo que ilustró Jennings (1975) en las costas transgresivas del noroeste de Australia en el estuario de Fitzroy (Fig. 9.22), constituye un ejemplo claro de cómo los procesos transgresivos afectan a los sistemas continentales y eólicos en particular, y sirvieron de base para interpretar los mecanismos de generación de supersuperficies en la región del oeste norteamericano (Eschner y Kocurek, 1986; 1988; Blakey et al., 1988, 2018) durante las transgresiones Jurásico-cretácicas. Estas imágenes ayudan a comprender de una manera parsimoniosa los efectos rápidos que ha venido afectando a un sistema costero durante el Holoceno tardío y quedan condensados en una superficie de las características de la que aflora en la base de la Formación Yacoraite.

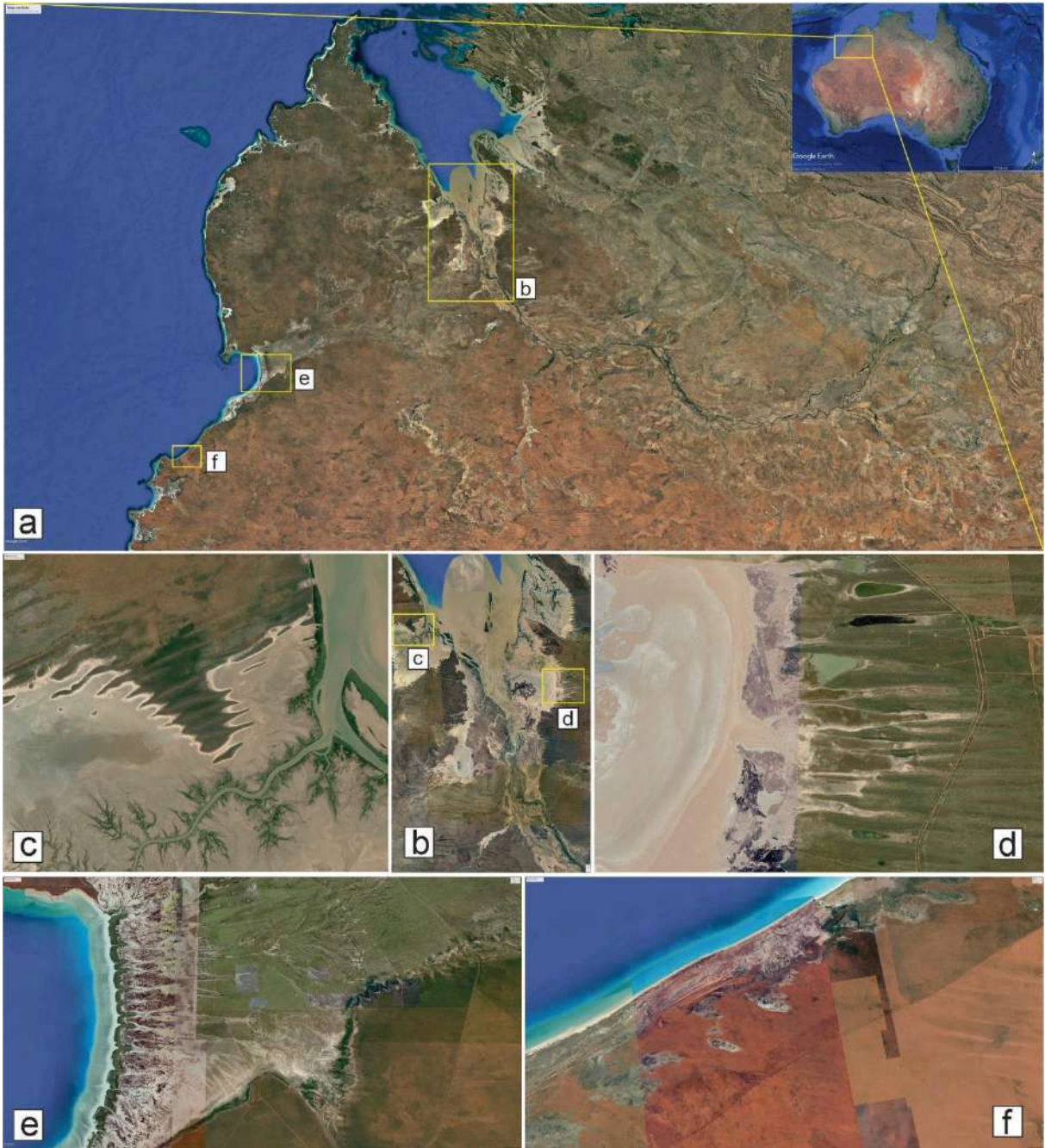


Figura 9.22: Imágenes del cuadrante noroeste de Australia (tomadas de *Google Earth* orientadas al norte), donde entre el Eoceno temprano y la actualidad, se desarrolla un sistema eólico tipo mar de arena, y sobre él se labran los efectos transgresivos que caracterizan las condiciones costeras entre el Holoceno medio y el presente. **a)** Detalle de la región inserta en Australia con posición de imágenes b, e y f. **b)** Ampliación del estuario de R. Fitzroy posicionado en a). La diferencia entre las fotografías aéreas del estuario de Fitzroy entre 1949 y 1967 indican una rápida retrogradación costera en el ambiente estuarino (entendida como pérdida neta), implicando una ganancia por construcción de manglares y marismas costeras (Jennings, 1975). **c)** y **d)** muestran detalles relictivos del sistema eólico y su modificación (implicando aplanamiento) generada por la expansión del estuario (fotos ubicadas en b). **e)** y **f)** Corresponden a desarrollos costeros abiertos al oleaje directo. Nótese que la transformación, cuando las costas son dominadas por oleaje, es más contundente y queda marcada por el desarrollo del cinturón arenoso de playa que retrograda y modifica el paisaje costero. En ambas imágenes quedan vestigios de la influencia ejercida por las dunas eólicas sobre las geofomas nuevas. E) muestra una costa serruchada, mientras f) denota un sistema costero influenciado recurrentemente por la actividad del oleaje, implicando una etapa regresiva intermedia. Estas imágenes deben ser adecuadamente integradas dentro de un esquema estratigráfico a fin de comprender el registro transgresivo estudiado.

9.5 Conjunto de parasecuencias retrocedente que acompaña a la discordancia erosiva basal

La interpretación de litologías como el ordenamiento vertical del paquete que apoya inmediatamente por encima de dicha discordancia basal es comparable con un conjunto de parasecuencias retrocedentes (grano-estratodecrecientes), consistente con características comunes de cortejos transgresivos (*Transgressive systems tracts*), donde disequilibrios costeros asociados con suministros clástico-detriticos contribuyen a interponer cuñas detriticas “alóctonas” dentro de los depósitos costeros “autóctonos”, de composición predominantemente carbonática.

En la sección inferior de los perfiles estratigráficos levantados a lo largo del Espinazo del Diablo se constata una intercalación de areniscas calcáreas que reducen progresivamente su espesor hasta desaparecer en detrimento de espesores crecientes de depósitos carbonáticos heterolíticos y granulares (Fig. 9.23a). En detalle, estos corresponden a los ciclos sintéticos que son comunes en la base de la unidad hasta el delgado intervalo de pelitas limoarcillosas con abundantes granos verdes (Fig. 9.23b), presumiblemente productos de verdín, en el más amplio de los términos, no necesariamente Glauconita (Odin, 1988; Meunier y Albani, 2007; Huggett, 2013; Harding et al., 2014), pero que son tan comunes en momentos de condensación, coincidentes con períodos de máxima inundación (Loutit et al., 1988; Glen et al., 1993; Amorosi, 1995).

Específicamente, en esta tesis se interpreta que el caso en la Formación Yacoraite es comparable con el de series transgresivas de tipo 3 de Cattaneo y Steel (2003), en donde los depósitos transgresivos apoyan directamente sobre la superficie de ravinamiento en marcos de muy bajo gradiente topográfico (p.ej., mares epicontinentales), siendo muy delgados y conteniendo clastos derivando de la propia erosión causada por el retroceso de la playa y restos de valvas y coquinas fragmentadas producto de deriva litoral y acumulación mecánica (Kidwell, 1989, 1991; Abbott, 1998; Zeicchin 2007; Zeicchin et al., 2019). Además, Cattaneo y Steel (2003) señalan, específicamente, el potencial de que este tipo de depósitos normalmente aparecen “puntuados” o interrumpidos por delgados pulsos regresivos que constituyen una importante arquitectura estratigráfica, diagnóstica a la escala de la sucesión de facies o del apilamiento de parasecuencias (Galloway, 1998) que reflejan un arreglo grano-estratodecreciente y una tendencia claramente retrocedente o retrogradante acompañando la transgresión. Según Cattaneo y Steel (2003), esto se vincula con una tendencia común de que el suministro de sedimentos momentáneamente supere (por períodos muy cortos) el efecto transgresivo, permitiendo la acumulación, propiamente dicha, de cuñas detriticas con tendencia estratodecreciente, en un intento de equilibrar la acomodación, dada la escasa

productividad carbonática autóctona que se genera dentro del ambiente epírico en un comienzo. Esta es una de las características claves para el reconocimiento de depósitos transgresivos y su apilamiento retrogradacional reconocido en superficie y subsuelo (Van Wagoner et al., 1990; Posamentier y Allen, 1999) que se puede maximizar en contextos epicontinentales.

A su vez, el intervalo pelítico con granos verdes puede considerarse como la superficie de máxima inundación a partir de la cual habría comenzado la estabilidad del sistema carbonático, incrementando su productividad y generando ciclos de somerización autóctonos, algunos de ellos coronados, cada vez con más frecuencia, por variedades de estromatolitos domales agrupados a lateralmente continuos. Estos últimos paquetes, representarían ya depósitos de cortejo de nivel alto en arreglos de parasecuencias progradantes.

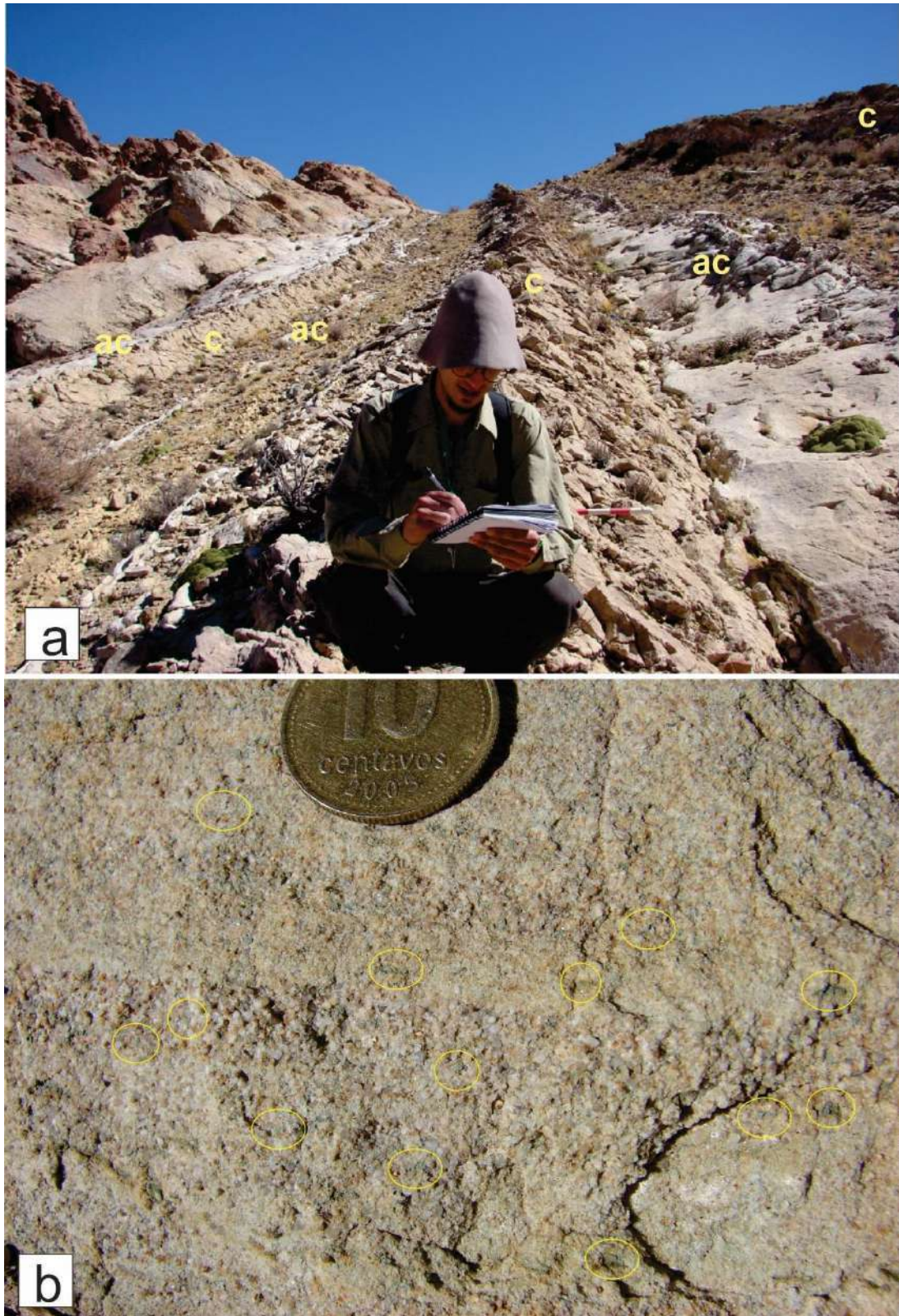


Figura 9.23. a) Fotografía de campo mostrando las dos primeras parasecuencias apiladas dentro del registro estratigráfico del miembro inferior calcáreo de la Formación Yacoraito en el Espinazo del Diablo (Emiliano, estudiante del grupo de trabajo, como escala). Iniciales ac: areniscas calcáreas, c: calizas. **b)** Muestra una foto de detalle de las areniscas calcáreas en el metro 16 desde la base, inmediatamente por debajo de pelitas verdes que podrían ser gránulos de glauconita y responder a una mineralogía propia de momentos de condensación. Nótese el redondeamiento de los granos de arena que indican un origen eólico.

Si bien, la unidad estudiada no es una típica serie puramente carbonática, vale la pena comparar la serie transgresiva del intervalo inferior de la Formación Yacoraite con el análisis de ciclos y parasecuencias típicas de series carbonáticas. Al respecto, Spence et al., (2004) y Spence y Tucker (2007) han hecho avances significativos en los estudios orientados a reconocer e interpretar estos ordenamientos en sucesiones carbonáticas (Fig. 9.24) palaeozoicas y mesozoicas. Estos autores consideraron los efectos de la superposición entre fluctuaciones relativas de 3er y 4to orden (interpretadas como asociadas con los procesos orbitales o ciclos de Milankovitch) sobre curvas de 3er orden (vinculadas con procesos tectónicos o de subsidencia de mayor duración). Así reconocieron patrones comparables a los sugeridos por Cattaneo y Steel (2003) y Zecchin y Catuneanu (2017), estos últimos haciendo referencia a series mixtas.

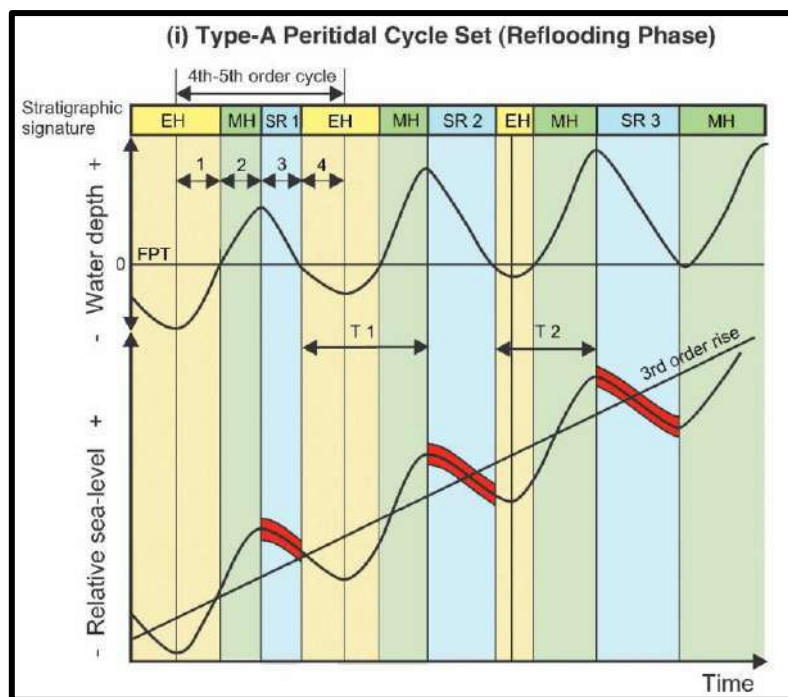


Figura 9.24: Modelo esquemáticos para la génesis de diferentes tipos de ciclos perimareales y conjunto de ciclos o parasecuencia en el modelo integrado de ciclo peritidal resultado de superposición de curvas de diferente orden. Cada conjunto de ciclos peritidales se ilustra utilizando tres ciclos sucesivos del nivel del mar de 4º a 5º orden superpuestos a una curva de 3º orden en aumento (según Spence et al. 2004). Como consecuencia de esto, la periodicidad permanece constante, pero se producen algunos cambios en la magnitud y la velocidad de los aumentos y descensos relativos del nivel del mar de 4º a 5º orden a medida cambia el curso de un ciclo de 3º orden y varía el grado de inundación de la cuenca. Los valores positivos indican la profundidad del agua por encima de la parte superior de la plataforma. Los valores negativos de la profundidad del agua indican que la parte superior de la plataforma está expuesta subaéreamente. En i) se deposita un conjunto de ciclos perimareales de Tipo A en la fase inicial de inundación de la plataforma (TST inicial-temprana). En ii) se deposita un conjunto de ciclos perimareales de tipo B durante la fase de profundización de la plataforma (5 TST tardía-temprana). EH: Exposición subaerea; MH: hiato marino; SR: apilamiento somerizante.

9.6. Primer límite de secuencia

Aproximadamente a 46 m de la base, en las diferentes secciones levantadas en la localidad del Espinazo del Diablo existe un notable cambio de facies que merece ser destacado (Fig. 9.25). Por encima de paquetes con notable estratificación cruzada (*grainstones* oolíticos con estratificación sigmoidal y cruzada en espina de pez y frecuentes ondulitas a contracorriente y con diseños bimodales) interpretados como productos de influencia mareal, asignados a un ambiente submareal apoyan en contacto neto irregular parches de brechas angulosas (Fig. 9.26) que, a su vez, forman el sustrato de un horizonte distintivo de estromatolitos con gran continuidad lateral (Subfacies de estromatolitos tabulares ondulados a cóncavos coalescentes) (Fig. 9.25).



Figura 9.25. Afloramiento de *grainstones* oolíticos con estratificación bimodal coronados abruptamente por estromatolitos tabulares domales coalescentes, ambos afectados por brechamiento al tope. **A)** panorámica vista al sur y **B)** detalle del contacto abrupto

entre las calcarenitas oolíticas y los estromatolitos. Lateralmente este contacto presenta irregularidades y brechamiento localizado (véase Fig.9.21).



Figura 9.26. Afloramiento de paquetes con estratificación bimodal coronados por una brecha de exposición. Nótese que inmediatamente encima de las brechas apoya el horizonte estromatolítico, representado por calizas más oscuras en el borde superior izquierdo b).

El porte de la estratificación cruzada en los conjuntos sigmoidales métricos es indicativo de profundidades superiores al metro y notable actividad de mareas, pero al tope, el conjunto es coronado por

una superficie irregular afectada por fenómenos de disolución y bolsones de brechas angulosas con matrices muy mal seleccionadas y porcentajes de hasta el 5-10% de granos de cuarzo medianos. Tanto la superficie irregular como los parches de brechas sirven de sustrato para el anclaje de un primer intervalo de estromatolitos con notable continuidad lateral. Si bien localmente con anterioridad existen algunos restos localizados con domos estromatolíticos coalescentes coronando ciclos de somerización, este paquete tiene espesores locales que superan el metro, continuidad lateral kilométrica y, en su tope, desarrollan una superficie muy irregular y con claros efectos de disolución y brechamiento *in situ*. Esto se infiere a partir del tamaño de los bloques rotos, del grado de encaje, de la notable angulosidad de los fragmentos y de su muy pobre selección (Fig. 9.27). Asimismo, las matrices cementadas por calcita están compuestas por material detrítico muy mal seleccionado con componentes rotos y reciclados y con abundante cuarzo disperso. Vale destacar que algunos fragmentos de estromatolitos muestran notables efectos de disolución y corrosión en los bordes y coloraciones amarillentas y rojizas. Por encima le siguen varios paquetes de *rudstones* intraclásticos con abundantes fragmentos de estromatolitos mejor redondeados y seleccionados. Los efectos de meteorización y erosión que afectan al intervalo estromatolítico permiten interpretar una superficie kárstica y acumulación de brechas residuales con introducción de materiales detríticos, generadas por exposición subaerea prolongada (cf., Cooper y Keller, 2001; Keller y Lehnert, 2010; Gómez y Astini, 2015).

En este trabajo, se interpreta que este límite compuesto constituye una superficie significativa en el contexto de la estratigrafía secuencial y se interpreta como el primer límite de secuencia que afecta a la Formación Yacoraite. De acuerdo con el apilamiento interno registrado en la unidad, esta superficie regresiva, estaría indicando una desconexión repentina que sufrieron los sistemas depositacionales carbonáticos en el marco de un cuerpo de agua influenciado por mareas. Asimismo, y a diferencia de lo sugerido por otros autores (por ejemplo, Mutti et al., 2023), no existirían evidencias para sostener un cambio climático, dado que el límite es neto, y abruptamente se habría reducido el espacio de acomodación por caída del nivel de base, al menos en dos pulsos sucesivos. Estos habrían logrado desecar por completo, el ambiente subacuático que dominaba durante la depositación de los *grainstones* del intervalo inferior, que quedaron expuestos a fenómenos meteóricos y erosivos.

La disminución del espacio de acomodación se habría producido en dos saltos sucesivos que expusieron las facies depositadas en ambiente submareal (*grainstones* oolíticos en sigmoides y con estratificación cruzada en espina de pez y ondulitas a contracorriente) en un primer pulso, y en uno segundo, a los paquetes estromatolíticos, lateralmente continuos, que fueron karstificados y brechados reiteradamente para dar origen a brechas autóctonas con matrices recicladas que se interpretan como productos erosivos asociados con una caída y desconexión con el nivel del mar. En consecuencia, este límite es interpretado como un límite de secuencia en el sentido de Catuneanu (2006) y Catuneanu et al. (2011 y 2017). Las

notables alternancias de paquetes pelíticos verdes y multicolores están unos metros por encima de esta superficie y pueden sí resultar de cambios de configuración de la cuenca o de cambios climáticos, pero el límite descrito sería producto de una reducción súbita del espacio de acomodación que es lo que, en la actualidad, e independientemente de las escuelas, permite interpretar límites de secuencia.

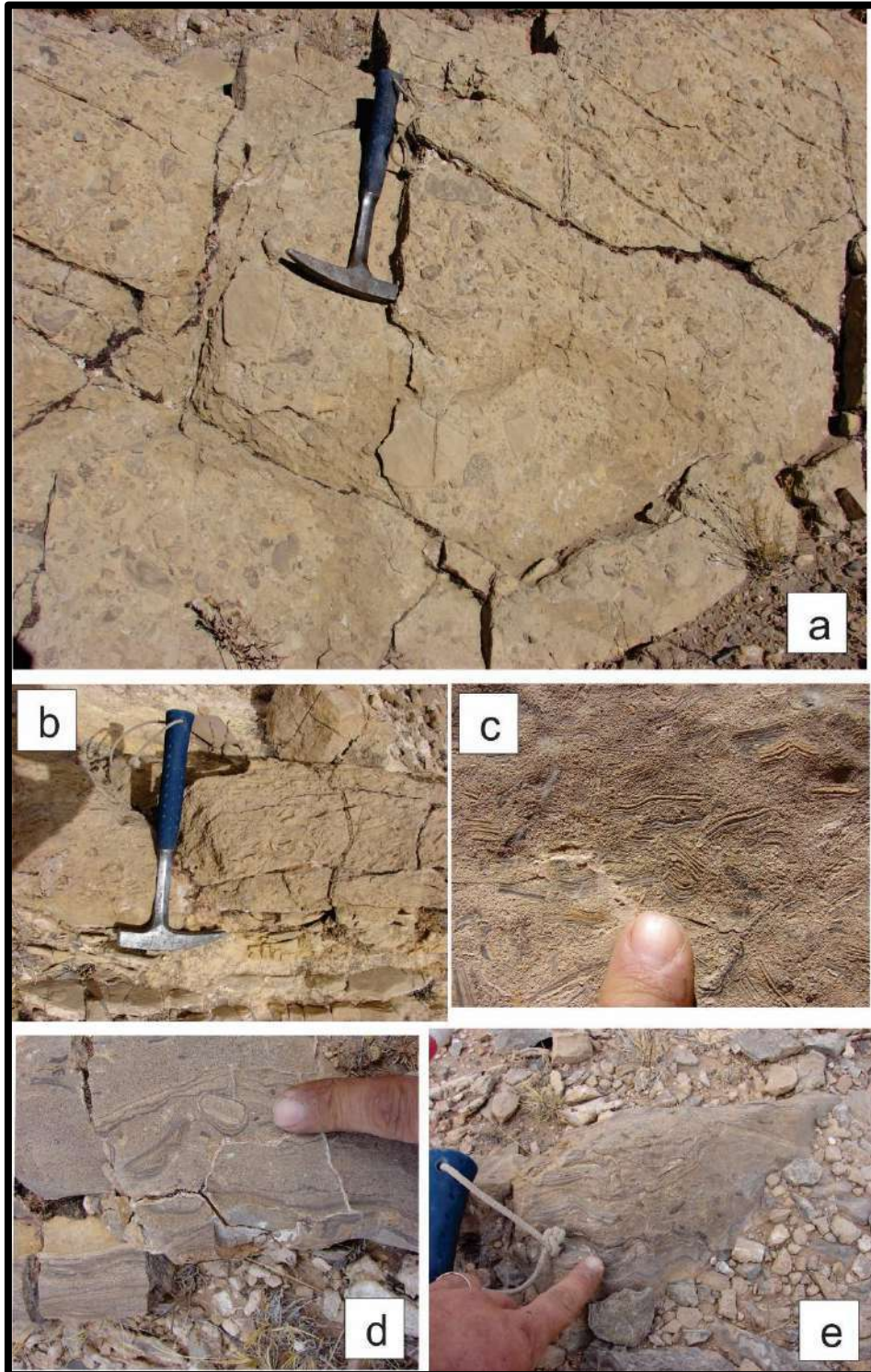


Figura 9.27. A-B. Afloramiento de brechas intraclásticas estromatolíticas mostrando una muy mala selección, diversos grados de encaje, disolución y materiales intersticiales reciclados con abundante arena cuarzosa que apoya en notable contacto irregular sobre los estromatolitos tabulares domales coalescentes. **C.** Detalle de los clastos compuestos de fragmentos de estromatolitos. **E-D.** Micro oncoides y clastos de estromatolitos formando parte de las brechas.

9.7 Otras superficies significativas dentro de la Formación Yacoraite

En las secciones estudiadas se han reconocido otras superficies, pero ninguna alcanza la magnitud regional y el grado de contraste que marca la superficie basal. Dada la naturaleza mixta carbonático-clástica de los intervalos medios y superiores de la unidad, es dable suponer que los contactos entre paquetes carbonáticos y clásticos pudieran estar representando eventos y, por ende, representar alguna variedad de superficies significativas en el marco de la estratigrafía secuencial. Un ejemplo lo constituye una superficie marcada por un importante desarrollo de grietas inmediatamente por debajo del miembro calcáreo medio de la unidad que desarrolla cuñas coalescentes que penetran hasta 0,5 m en el sustrato y brechamientos localizados que parecen vincularse con un proceso de prolongada exposición subaerea.

De manera genérica, dos alternativas pueden ser planteadas para los contactos entre paquetes carbonáticos y clásticos. **1)** que los pasajes entre calizas y pelitas representan profundización (y consecuente desactivación de la factoría carbonática a la vez que ingresan clásticos) y, **2)** que los mismos representan contracción (con truncamiento y pasaje) y, es más que obvio, que no alcanza con explicar el fenómeno, sino que para resolver este problema deben analizarse rasgos claves en las superficies limitantes, algo que aún resta por hacerse. Vale también remarcar que existen notables superficies de exposición coronando varios intervalos estromatolíticos, y no pueden ser obviados en el análisis estratigráfico secuencial.

9.8. Problemas de las interpretaciones secuenciales lacustres que han sido publicados

El pasaje de sistemas clásticos continentales carentes de relieve y de lagos (ubicados en depresiones) a sistemas lacustres, implica efectos de llenado que conllevan ingreso de agua más sedimentos. Asimismo, sólo de esta manera se puede comprenderse el pasaje entre sistemas de lagos efímeros, contraídos y eventualmente evaporíticos y lagos profundos, eventualmente caracterizando etapas expandidas (Fig. 8.11). En un modelo elegante para explicar variedades de cuencas lacustres Carroll y Bohacs (1999, 2001) y Bohacs et al. (2000, 2003) contemplaron como factores de control fundamentales, la acomodación y la relación entre precipitación/evaporación. Es claro que, en los casos de cuerpos de agua lacustres con exceso de alimentación (de agua + sedimentos) (denominados lagos sobrealimentados y/o colmatados en el modelo) o con alimentación balanceada (es decir, en el máximo estado de expansión) se necesita de drenajes externos, en contraposición con los lagos subalimentados que no lo necesitan y funcionan como

lagos cerrados. De acuerdo con esta clasificación, los lagos con sedimentación carbonática representan una anomalía, dado que, no necesariamente, son evaporíticos e hipersalinos, pero tampoco son lagos balanceados o sobrealimentados y de agua dulce. Este es un primer inconveniente de los modelos que proponen que Yacoraite habría sido un sistema lacustre durante toda su historia. Aparte de no poder explicar las relaciones estratigráficas de su llenado, estos modelos no explican satisfactoriamente las condiciones alcalinas requeridas, a partir de un entorno de fuentes y áreas de aporte peneplanizadas (etapa de *sag*) y dominadas por sedimentitas y metamorfitas. Bajo las condiciones de relativa aridez que habrían reinado durante el intervalo anterior (del desierto de la Formación Lecho), es posible que comprender la productividad de carbonatos sea la clave para interpretar la sedimentación dominante durante los tiempos de la Formación Yacoraite.

La notable ciclicidad indica que las condiciones de la sedimentación fueron cambiantes con etapas de contracción alternando con etapas de expansión y eso ha motivado a que algunos autores sugieran condiciones lacustres para este sistema depositacional. Sin embargo, en este marco resulta muy difícil, sino imposible, explicar la discontinuidad basal del sistema que en todos los casos inicia con una notable etapa erosiva, seguida de depósitos de calizas esqueléticas y oolíticas, más o menos contaminadas con clásticos retrabajados. En marcos tectónicos tranquilos, como se supone que era el intervalo que caracterizó al Subgrupo Balbuena, cualquier sistema depositacional continental que evolucione a sistemas lacustres debería iniciar su historia de llenado a partir de un cambio climático que en definitiva logre acumular una masa de agua. Evidentemente, esa acumulación depende de un contexto topográfico general, situado en una depresión relativa, pero también, sin dudas, de su llenado con agua+sedimentos, promovida sólo por influencia climática.

Es necesario no olvidar que los sistemas lacustres necesitan para su formación un balance hídrico positivo, donde las precipitaciones superen a la evaporación ($P/E > 1$). De esta manera, un sistema lacustre inicia su historia a partir de la acumulación de sedimentos que, de alguna manera, se vinculan con desembocaduras y procesos de llenado para lograr elevar progresivamente el nivel de base, y así alcanzar algún vertedero natural. De esta manera, han sido interpretadas las múltiples etapas de llenado del megasistema lacustre Gosiute-Green River (Eugster y Surdam, 1973; Gierlowski-Kordesch y Park, 2004; Frantz et al., 2014; Smith y Carroll, 2015) representando un registro completo de variaciones climáticas del Eoceno temprano en los estados de Wyoming, Colorado y Utah en Norteamérica. Este "llenado" implica, naturalmente, un aumento progresivo del nivel de base, acompañado por un movimiento expansivo de la línea de costa en los sectores marginales y un importante aporte detrítico que, incluso en las regiones más distales, queda necesariamente expresado como productos de decantación (pelitas).

El aumento del espacio de acomodación es lo que progresivamente incrementa el potencial de preservación y la mayor continuidad estratigráfica del registro en los sectores alejados de los bordes. Mientras el sistema lacustre tenga un vertedero natural (ya sea superficial o subsuperficial), el lago puede estar completo y permanecer con un nivel relativamente alto y estable, más allá de ciertas fluctuaciones estacionales o seculares. Cuando el balance hídrico cambie, a iguales características tectónicas y del entorno geológico-topográfico, el lago responderá de manera muy sensible, posiblemente, contrayéndose y, eventualmente, cambiando su química de lago abierto perenne. Un balance hídrico positivo hace que normalmente exista una importante afluencia de clásticos al sistema lacustre, particularmente en proximidad a las desembocaduras, posibilitando que las líneas de costa prograden. Esto es común en los estadios de lago sobrealimentado o balanceado. Pero estas condiciones no tienen por qué dominar la totalidad del sistema, que puede depositar otro tipo de sedimentos, si recibe suministros de aguas alcalinas o existe una intensa actividad biótico-microbial, capaz de inducir la precipitación de carbonatos (Gómez et al., 2014). Estas últimas pueden explicar algunos niveles carbonáticos microbiales, pero no logran explicar la diversidad de facies descritas en la Formación Yacoraite. Particularmente, el miembro inferior calcáreo carece en todas partes de facies tipo “profunda” es decir de facies dominadas por fangos calcáreos (*mudstones* y *wackestones* en general), a diferencia de lo que ocurre en los miembros mixtos desarrollados por encima. Por esta razón, resulta también muy difícil sugerir un modelo lacustre para explicarlo.

Mutti et al. (2023) proponen una evolución entre etapas de lago perenne o abierto (balanceado o sobrealimentado) y lago efímero o cerrado (subalimentado) para toda la Formación Yacoraite, sin indicar cómo se vinculan éstas con las relaciones estratigráficas observadas, ni con las secuencias definidas. En su etapa 1 de lago perenne (véase Fig. 9.28a) los autores proponen algo similar a lo anteriormente propuesto por Cónsole Gonella et al. (2017, su figura 13), pero esto no resulta consistente con las relaciones estratigráficas descritas (véase Fig. 9.28b). Tampoco resultan consistentes con el contacto neto basal, descrito más arriba (apartado 9.4.1), interpretado en esta tesis, como una superficie de biselamiento que separa las eolianitas de la Formación Lecho, por debajo, y la Formación Yacoraite, por encima. Pero lo más notable, es que ninguno de estos modelos lacustres permite explicar que en toda la cuenca, Yacoraite inicia con calizas oolíticas esqueletales en su base, distando mucho de las interpretaciones que pueden realizarse a partir de estos bloques diagramas (Fig. 9.28) que suponen, que en la mayor parte de la cuenca, facies de pelitas con proporciones variables de limolitas y areniscas cubren la discontinuidad que separa la Formación Lecho de la Formación Yacoraite y sólo, localmente, se desarrollan carbonatos. Específicamente, esta relación estratigráfica no se corrobora en ningún perfil de los analizados en esta tesis doctoral dentro de la subcuenca de Tres Cruces ni con los publicados para otros depocentros (Fig. 9.29).

A: Facies distribution during the perennial lake phase (Stage 1)

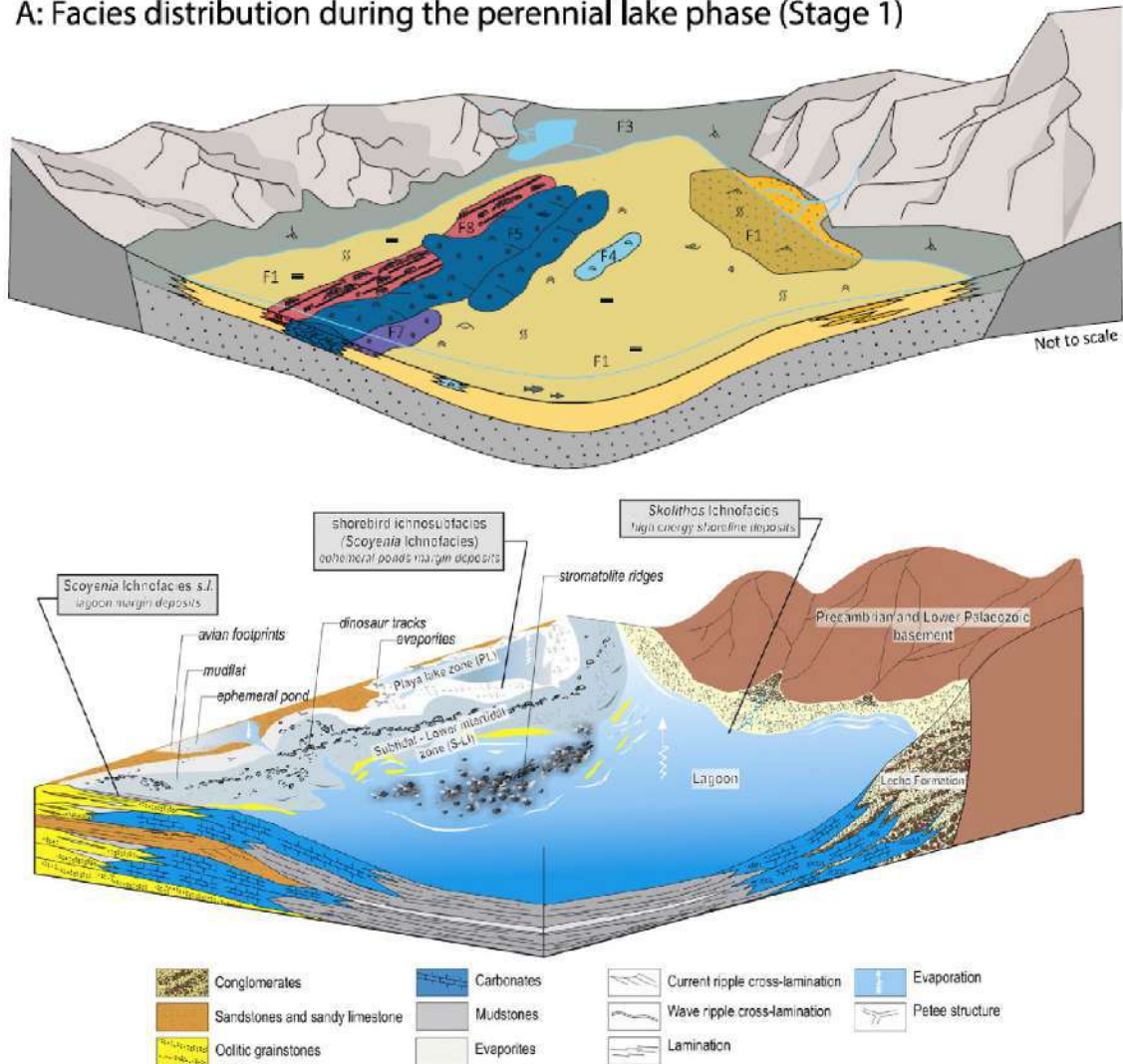


Figura 9.28. Modelos depositacionales lacustres sugeridos para la Formación Yacoraite por Mutti et al. (2023) **A.** Cónsole Gonella et al. (2017) **B.** inspirados en Bohacs et al. (2000). Nótese que ambos indican cuerpos lacustres perennes en etapas colmadas (de lago balanceado- sobrealimentado o lago abierto) y mientras que en el de Mutti et al. (2023), los carbonatos sólo apoyan circunstancialmente en una única localidad sobre la unidad infrayacente (Formación Lecho), en el resto de la cuenca son depósitos clásticos los que inician la unidad, que sólo localizadamente da lugar a la deposición de calizas. Por el contrario, el diagrama de Cónsole Gonella et al. (2017) indica relaciones laterales entre las calizas de la Formación Yacoraite y los depósitos silicoclásticos de la Formación Lecho y en los sectores profundos de la cuenca intercalan mudstones y evaporitas, dando a entender que existen ciclos de contracción del sistema. Independientemente de ello, en este último, no se observan depósitos clásticos en los sectores profundos o centrales de la cuenca, pero sí en el borde, indicando la interposición de cuñas clásticas. Nótese que en ambos diagramas existe un relieve circundante notable que no condice con las condiciones generales del sistema sedimentario evaluado. Véanse comentarios generales en el texto.

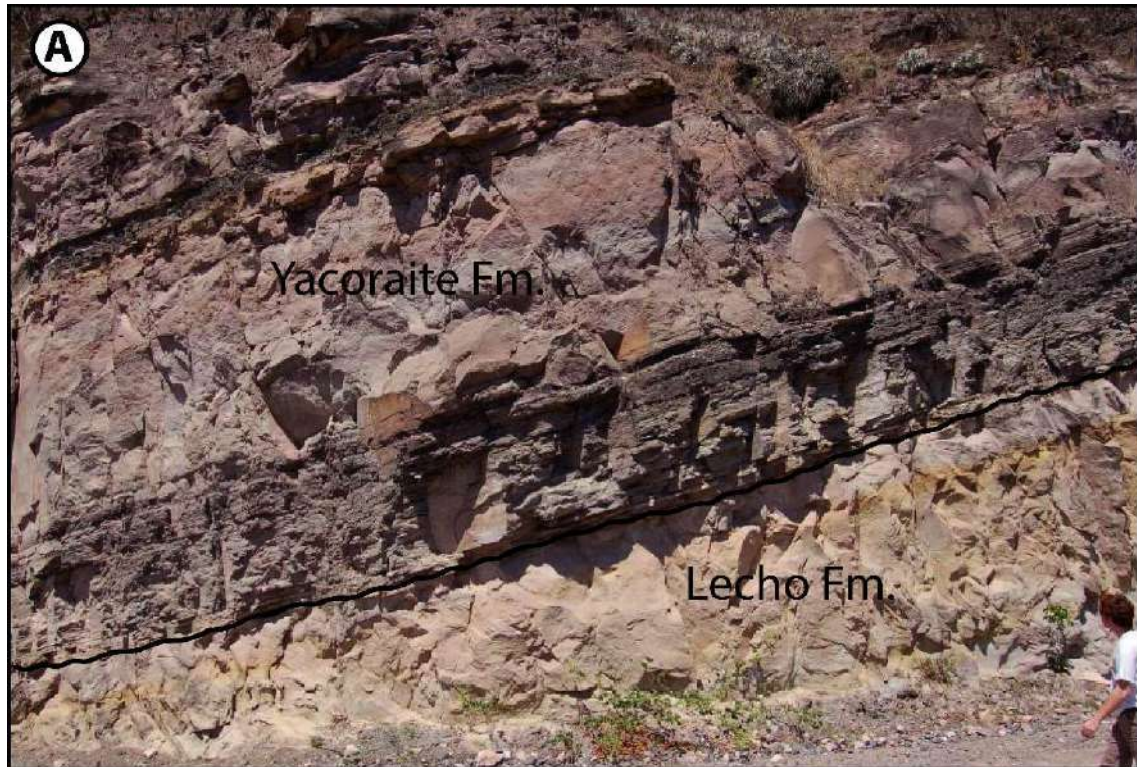


Figura 9.29. Relación estratigráfica vertical entre la Formación Lecho (abajo de la línea negra) y la Formación Yacoraite (encima), denotando la relación estratigráfica típica entre estas unidades en la subcuenca de Metán (tomado de Deschamps et al., 2020, su Figura 11). Nótese el paquete que inmediatamente suprayace a la superficie erosiva, interpretada en esta tesis doctoral como una superficie de ravinamiento erosiva. En aquella localidad apoyan sobre la misma limo-pelitas pobremente bioturbadas.

Normalmente se argumentan dos razones fundamentalmente diferentes para explicar cambios de carbonatos a series clásticas en ambientes marinos: eustáticas y climáticas (por ejemplo, Schwartz et al., 2016). Por un lado, los cambios eustáticos positivos, es decir aumentos repentinos del nivel del mar, pueden producir ahogamiento y pasaje a series pelíticas que mantengan el tope de los carbonatos, mientras que por el otro, caídas relativas producen erosión o pasaje repentino a series fundamentalmente silicoclásticas, asociadas con sedimentación recíproca. La reciprocidad fue un concepto introducido por Wilson (1976) que implicaba alternancias entre paquetes carbonáticos y silicoclásticos asociados con mudanzas bruscas afectando la continuidad de la sedimentación, y fueron descritas, originalmente, para la cuenca pérmica de Delaware, al pie del arrecife del Gran Capitán. Sin embargo, años más tarde, se utilizó también para identificar acumulaciones delgadas de materiales silicoclásticos sobre la plataforma, que se interpretaron como materiales “en tránsito”, que eran capaces de ser retenidos en el ambiente somero durante las transgresiones. Originalmente, Wilson pensó que los momentos cuando el material carbonático llegaba a la cuenca profunda eran situaciones de retrabajo asociadas con caídas del nivel del mar que, a su vez, gatillaban y generaban ondas de arenas transitando sobre la plataforma adyacente. Estas últimas, sólo excepcionalmente quedaban registradas y preservadas sobre la plataforma y, en general, formaban sistemas

turbidíticos por debajo del talud. Por contrapartida, durante los momentos cuando el nivel del mar retornaba a cubrir la plataforma (niveles altos, por lo general), se reanudaba la fábrica carbonática y continuaba la sedimentación carbonatada, interrumpiéndose la silicoclástica. En ambos casos los dos tipos litológicos (calizas y arenitas cuarzosas) quedan, respectivamente, separados por discontinuidades estratigráficas significativas (véase versión más moderna en Sarg, 1988 y Tinker, 1998). Sin embargo, los gradientes depositacionales resultan críticos a los efectos de desfasar y desacoplar el apilamiento vertical de ambas litologías, dado que estos sistemas tienen un talud bien desarrollado. Es decir, que el registro silicoclástico puede no quedar interpuesto entre los carbonatos de la plataforma sino directamente acumularse en la cuenca profunda, bajo el talud. Esto ocurre cuando la velocidad de caída es suficiente como para que se libere una discordancia de caída y todo el material silicoclástico, pase de largo, depositándose sólo en las regiones más distantes, sin acumularse sobre la plataforma (regresiones forzadas). En los marcos ambientales interpretados para la Formación Yacoraite en esta tesis no se interpretan taludes subacueos, ni situaciones que propicien pasaje, forzado o no, producto de topografías subacueas significativas.

En el caso de la argumentación climática, la razón de la supresión de carbonatos se basa en un aumento gradual o súbito de la proporción de terrígenos que envenena o limita la productividad carbonática, algo desarrollado para ambientes marinos (Hallock y Schalger, 1986; James y Jones, 2016). Esto es igualmente válido para sistemas lacustres en donde el efecto puede maximizarse porque, a la vez, implica dilución y cambio de la química del cuerpo de agua completo, algo que no ocurre en ambientes marinos influenciados por desembocaduras fluviales o regiones de provisión detrítica. En el caso de los sistemas lacustres, en la hipótesis de cambios de nivel de base (similar a la eustática en sistemas marinos), los momentos de contracción se paralelizan a caídas eustáticas o, al menos a caídas relativas del nivel de base, y, entonces, los clásticos quedan interpretados como cuñas de nivel bajo que, necesariamente, responden a un cortejo de nivel bajo o a un cortejo de caída (*FSST-falling stage systems tract-*, siglas en inglés). Ambos casos quedan separados de los carbonatos por una superficie de caída o límite de secuencia. Por el contrario, los momentos de expansión lacustre pueden entenderse como momentos de incrementos de la precipitación y consecuente ingreso de agua más sedimentos que logran aumentar la turbidez y suprimir la sedimentación carbonática. En estos casos, notablemente influenciados por variaciones climáticas, los depósitos, a diferencia de los anteriores, pueden ser sólo pelíticos (o eventualmente mixtos) y cubrir regiones relativamente proximales como distales con respecto al suministro. Su distribución depende, en gran medida, del tipo suministro, pero, en general, puede ocurrir un gradiente granulométrico de más grueso a más fino en sentido proximal-distal, de no existir cambios de pendiente de fondo (los lagos no necesariamente desarrollan taludes, ni los mismos representan rasgos fisiográficos fijos). Si la expansión lacustre ocurre progresivamente puede que los depósitos silicoclásticos (que representan un aumento de suministro) no

estén separados por una discontinuidad de los carbonatos infrayacentes y que la superficie de inundación no contenga signos de erosión en ninguna parte.

Por otra parte, los procesos expansivos en cuerpos lacustres sólo ocurren cuando se parte de lagos en fase de contracción, es decir subalimentados (de Carroll y Bohacs, 1999) o cerrados (de Talbot y Allen, 1996). Esto no pasa en lagos ya colmados o en balance, que han alcanzado su nivel máximo o tienen un vertedero o umbral (*sill*) que hace de límite superior. En estos casos, un cambio climático va a generar una cuña clástica más importante sin efecto transgresivo alguno, y el solapamiento de siliciclásticos sobre carbonatos no va a ser una verdadera superficie de inundación, sino una superficie diacrónica o un engranaje lateral de deslinde entre el dominio clástico progradante y los carbonatos en facies más distales dentro cuerpo de agua. En el mejor de los casos, habría una única superficie representando la expansión y el cambio de sedimentación asociado con mayor suministro, pero sin desarrollo de erosión y de naturaleza diacrónica. La única excepción a esto puede ser el de una localidad ubicada muy próxima a la desembocadura de un sistema fluvial (distributivo deltaico), donde puede, localmente, ocurrir erosión asociada con la dinámica de crecidas, cambios estacionales del caudal o fluctuaciones menores del cuerpo de agua (en ambientes proximales subacuáticos).

Resumiendo, las superficies de inundación lacustres por lo general, no quedan acompañadas por superficies erosivas y, normalmente, quedan representadas por silicoclásticos solapando unidades carbonáticas, a través de una superficie más o menos neta o de una transición de facies margosas de reducido espesor. Las superficies de caída (contracción), en cambio, sí quedan indicadas por erosión, al menos en el cinturón costero, labrándose una superficie equivalente a la superficie de máxima regresión que se reconoce en sistemas marinos. Estos conceptos son claves para realizar cualquier división secuencial, independientemente de qué modelo se privilegie (el de Exxon o los alternativos). Los trabajos recientes de Deschamps et al. (2020) y de Mutti et al. (2023) no aclaran qué modelo siguen ni tampoco justifican sus conclusiones.

Dada la sensibilidad de los sistemas lacustres a los efectos climáticos, normalmente las expansiones lacustres ocurren en tiempos lo suficientemente cortos como para incrementar el potencial de preservación de la estratigrafía previa, mientras que, en los sistemas marinos, no sólo se produce un notable cambio de energía, sino también de la pendiente costera, que es el responsable de labrar la superficie de biselamiento, o superficie transgresiva de erosión, que acompaña a la transgresión. En estos casos, la superficie de inundación puede quedar totalmente separada de la superficie transgresiva de erosión (la superficie de biselamiento) y, entre ellas, el paquete sedimentario que las separe, será el cortejo transgresivo; concepto este último, que no es del todo válido para sistemas lacustres, dado que en estos casos no hay verdadera discontinuidad, y en todo caso, puede ocurrir condensación.

Un tema no menor es el de la pendiente costera del sistema depositacional. Normalmente la pendiente del *shoreface* dominado por oleaje es significativamente mayor que la pendiente costera general. Esto no ocurre en lagos, donde el oleaje si bien es un agente de redistribución importante, no es tan significativo como en ambientes marinos. De todos modos, en ambientes marinos normales las pendientes del *shoreface* y de la planicie costera pueden ser desde ligeramente distintas a significativamente diferentes e incluso pueden ser divergentes. Es en este último caso, donde se magnifica la expresión de la superficie de biselamiento erosiva (Brunn, 1962; Swift, 1968, 1975). A su vez, Thorne y Swift (1991) también notaron que una acomodación o tasa de hundimiento baja es proclive a favorecer el desarrollo de superficies de biselamiento erosivas (Fig. 9.22).

Teniendo en cuenta la etapa de lago perenne (Mutti et al., 2023) sostienen que la facies F1 (de areniscas y pelitas según sus columnas) representa facies profundas depositadas durante momentos de alto suministro detrítico en respuesta a un balance hídrico positivo. Asimismo, agregan que debió existir suficiente batimetría como para explicar la ciclicidad que ocurre en la sección basal. Sin embargo, los ciclos de la sección basal que apoyan sobre la superficie de ravinamiento y su cubierta residual de calizas oolíticas-esqueletales, si bien contienen proporciones de silicoclásticos elevadas, siendo algunas de ellas areniscas calcáreas y otras calizas arenosas, revisten excelentes evidencias de exposición subáerea en los topes (gritas de desecación, brechamientos meteóricos y karstificación, véanse fotos capítulo facies) y pueden explicarse mejor a partir de pulsos de aporte detrítico que ingresaban al ambiente transgresivo, formando parte de un típico cortejo transgresivo que apoya sobre la superficie basal de ravinamiento. Por el apilamiento progresivamente más delgado de los paquetes silicoclásticos, en detrimento de un aumento progresivo de los carbonatos autóctonos, en esta tesis doctoral, se interpreta que corresponde a un ordenamiento grano-estratodecreciente, típico de un sistema depositacional retrocedente y característico de un cortejo transgresivo de origen marino. Como se explicó anteriormente (apartado 9.4.2.), estos paquetes con abundantes silicoclásticos retrabajados se fueron desactivando progresivamente, y dieron lugar a una prolífica fábrica carbonática asociada con una evidente conexión marina y, tanto sus relaciones estratigráficas, la distribución de facies, como el apilamiento interno registrado no concuerda con modelos lacustres, al menos para la sección inferior de la unidad; esto, independientemente, del contenido paleontológico.

Además, si bien es cierto que, en algunos casos, los intervalos detríticos silicoclásticos indican contracciones dentro de series mixtas de origen lacustre, esto no puede utilizarse como elemento de juicio con independencia de la caracterización de contactos críticos que implican contracción, como ser evidencias múltiples de emersión y exposición. Por el contrario, cuñas silicoclásticas comúnmente caracterizan a etapas de expansión e inestabilidad de las líneas de costa con aporte de sedimentos que necesariamente están

acoplados a un balance hídrico positivo (más precipitaciones, más escorrentía y mayor ingreso de sedimentos +agua), mientras que momentos de estabilidad y condiciones climáticas propicias pueden favorecer preferencialmente la productividad carbonática. Esto que parece simple es bastante difícil de explicar a través de ejemplos reales, dado que no hay buenos análogos de esta alternancia con desactivación progresiva de silicoclásticos asociados con sistemas lacustres carbonatados actuales, que implican procesos abióticos y biológicamente influenciados/inducidos impulsados en gran medida por mecanismos fisicoquímicos y comunidades microbianas, que requieren el equilibrio de un conjunto complejo de factores físicos (cinética de la precipitación mineral, temperatura del agua del lago y escorrentía), químicos (concentraciones de Ca, Mg y HCO₃, relación Mg/Ca, dilución y agotamiento) y/o biológicos (Della Porta, 2015). Sí, en cambio son frecuentes en etapas transgresivas en ambientes marinos con sedimentación carbonatada (Spence y Tucker, 2007).

En definitiva, se propone revisar los criterios que se consideran para dividir secuencias en la Formación Yacoraité, abandonando modelos deterministas y basarse, exclusivamente, en las relaciones de campo, caracterización de superficies claves a partir del análisis de facies y el ordenamiento de ciclos elementales y paquetes estratigráficos, obviamente incorporando todo lo relativo a cambios de suministro detrítico y productividad de carbonatos.

CAPÍTULO 10: DISCUSIÓN

10.1 Introducción

Durante mucho tiempo se ha venido discutiendo el origen lacustre versus marino para la Formación Yacoraite y equivalentes estratigráficos, al menos, de Bolivia (véase Tasistro Hart et al., 2020 y citas allí detalladas). A esto se lo ha hecho desde distintas perspectivas, pero casi siempre la argumentación ha sido basada en evidencia paleontológica (Benedetto, 1972; Benedetto y Sánchez, 1972; Bonaparte y Powell, 1980; Bonaparte, 1984; Alonso y Marquillas, 1986; Cónsole Gonella y Aceñolaza 2010; Cónsole Gonella et al 2009a y b, 2012a y b; 2013; 2017; 2021; Ceolin et al., 2022, entre muchos otros). Independientemente del discutido contenido paleontológico, que no cesa de ser controvertido, tres argumentos adicionales surgen de esta tesis doctoral y sirven para sostener que la Formación Yacoraite potencialmente tuvo vinculación marina:

- 1) Argumentación sedimentológica: El análisis de factorías carbonáticas y de facies que incluye una sólida evidencia de actividad de mareas.
- 2) Argumentación geoquímica: La evidencia de tierras raras (REE y REYs) sugiere afinidad marina.
- 3) Argumentación estratigráfica: La relación estratigráfica de la base, interpretada como una superficie de biselamiento, sólo es comparable con procesos transgresivos erosivos marinos.

Asimismo, el análisis de la química orgánica, que ha sido motivo de una tesis doctoral reciente (Ruiz-Monroy, 2021) constituye una evidencia independiente a las aportadas en esta tesis doctoral y concluye que la unidad en su sección basal posee vinculación marina.

Esto no significa que la totalidad de la unidad lo sea, dado que el análisis estratigráfico y litofacial de la misma, señala la posibilidad de que la sección media y superior de la unidad sean lacustres, algo que ya ha sido sugerido y será discutido en el presente apartado.

10.2. El análisis de la factoría carbonática

Los resultados de esta tesis indican que de una manera abrupta se instaló en el noroeste argentino una factoría carbonática bentónica, que permitió el desarrollo de fábricas de tipo oo-mol (dominadas por ooides y moluscos, pertenecientes a la asociación *chlorozoan* de Lees y Buller, 1972). Estas, se combinan con fábricas microbiales y cristalinas, comparables con las que se desarrollan actualmente en ambientes marinos someros, en cinturones tropicales y subtropicales con alta energía (Reijmer, 2021 y trabajos allí citados), a donde pertenecen el grupo de productores carbonáticos con fuerte dependencia de la luz o fauna eufótica (Pomar, 2001; Schlager 2003; James y Jones, 2016; Suosaari et al., 2023). La ocurrencia de determinados tipos de aloquímicos, su abundancia y empaquetamiento, en combinación con el tipo y porcentaje de materiales intersticiales, por ejemplo, micrita versus esparita, permite clasificar los carbonatos e, indirectamente indican, no sólo el nivel de energía del ambiente depositacional, sino el tipo de factoría. Según Reijmer (2021) cada fábrica tiene su propia ventana de producción de sedimentos que se vincula con controles ambientales (**Fig. 10.1**). La producción de sedimentos que tipifican a la Formación Yacoraite tienen afinidad con fábricas tropicales (fábrica T y parcialmente la fábrica M, por microbiales de Reijmer, 2021) que dependen fundamentalmente de la luz y la temperatura (bajo buenas condiciones de energía y oxigenación del fondo), viéndose afectadas, negativamente, por exceso de nutrientes. La productividad y potencial exportación de esta factoría depende de la superficie de las áreas de aguas poco profundas, dentro de la zona fótica. A su vez, el área de máxima producción de sedimentos, ubicada dentro de la zona hidrodinámica de alta energía, gobierna la distribución de sedimentos, con un comportamiento de los sedimentos comparable a los silicoclásticos.

Según Flügel (2010), en los sedimentos de la fábrica tropical actual (fábrica T) dominan granos esqueletales derivados de corales (zooxantelados), algas verdes y rojas calcáreas, así como foraminíferos bénticos y equinodermos; mientras que los briozoos y bivalvos son frecuentes. Las fábricas M también se sostienen en marcos similares (Suosaari et al 2023) y contienen foraminíferos bentónicos como los hallados en Yacoraite. Dentro de la fracción no esqueletal, en tanto, dominan ooides, granos agregados, peloides y micritas; estas últimas, alternativamente producto de conminución o de precipitados locales (*whittings*).

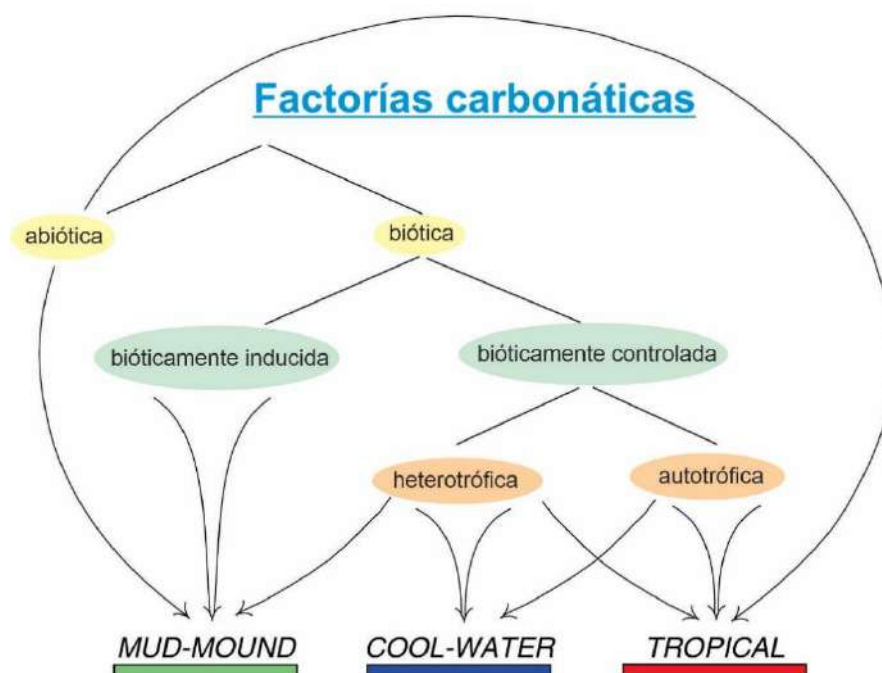


Figura 10.1: El modelo de factorías carbonáticas original de Schlager (2003; 2005) mostrando los modos de precipitación marina y la génesis del carbonato asociado. Nótese que la fábrica tropical (fábrica T) se caracteriza por precipitación controlada bióticamente a través de organismos autótrofos tropicales u organismos heterótrofos con simbiontes autótrofos. En azul la fábrica de agua fría (fábrica C) muestra una precipitación controlada bióticamente por organismos heterótrofos, mientras (en verde) la fábrica asociada con biohermos fangosos (fábrica M), está dominada por la precipitación inducida bióticamente. También nótese que los precipitados abióticos pueden ocurrir en congruencia con la fábrica M y la fábrica T (modificado de Reijmer, 2021).

Ciertas particularidades permiten diferenciar los depósitos de la Formación Yacoraite de otros carbonatos tropicales probadamente marinos someros, entre las cuales se pueden citar:

- a) La frecuencia con la que ocurren exposiciones subaéreas del entorno.
- b) El reciclado y retrabajo periódico al que estuvieron sometidos los depósitos.
- c) La gran variedad de ooides presentes, que indican una mayor heterogeneidad y diversidad de procesos que los que, normalmente, tienen lugar en plataformas marinas abiertas.
- d) La alternancia con depósitos silicoclásticos de dos orígenes diferentes (tractivos y en suspensión) y de tobas que implican procesos disruptivos para la factoría carbonática y su recuperación.

Además de las características mencionadas, también puede agregarse dentro de la Formación Yacoraite una potencial factoría plantónica, productora, en gran medida, del fango calcáreo que caracteriza a las margas de la unidad, estas últimas incluyendo proporciones de limo-acilla. Esta factoría es, sin embargo, normalmente tratada en el contexto de la paleo-oceanografía y, al igual que ocurre con la fábrica tropical, puede generarse en sistemas lacustres a partir de la proliferación de plancton calcáreo. Esto no ha sido

investigado en detalle en el marco de esta tesis doctoral. La diferencia fundamental entre los fangos que se generan en esta factoría y aquellos que se forman en ambiente tropical es que, mientras estos últimos se forman por abrasión física, bioerosión, desintegración de algas verdes calcáreas y precipitación inorgánica, los de la factoría planctónica derivan de mortandad de nanofósiles calcáreos.

Vale también remarcar que los ooides, particularmente bien desarrollados en la unidad y con una enorme variedad morfológica (Coppa Vigliocco et al., 2022) son partículas acrecionales redondeadas que resultan típicamente de una combinación entre precipitación y abrasión, muy propia de las factorías tropicales someras y modos de producción predominantemente abióticos (Mariotti et al., 2014; Li et al., 2019, Krenchner et al., 2020; Trower et al., 2020).

10.3. La geoquímica de tierras raras y su afinidad inicial con fuentes marinas

Los resultados geoquímicos analizados en esta tesis doctoral son consistentes con la sugerencia de que la Formación Yacoraite se habría iniciado bajo la influencia de una conexión marina. Como fue mencionado (ver Capítulo 6), la Formación Yacoraite muestra un patrón interesante de REYs que sugiere una historia evolutiva compleja y numerosas muestras muestran, al menos, algunos de los rasgos que son característicos del agua de mar. Particularmente, las muestras de la sección Yavi 1 que muestran una notable consistencia interna (también de Yavi 3, véase Capítulo 4), y cuyos indicadores geoquímicos sugieren que son las que menos habrían sido modificadas por el aporte de material terrígeno u otros procesos. El enriquecimiento progresivo de HREE respecto a LREE, la presencia de una anomalía de Y, y relaciones Y/Ho supercondríticas (que se encuentran en el rango inferior de lo que es común en el agua de mar actual, 40-70, ver por ejemplo Li et al., 2019) son algunos de los rasgos que son difíciles de explicar si los fluidos a partir de los que precipitaron estos carbonatos fueran exclusivamente lacustres o continentales (Fig. 10.2).

Otros rasgos característicos del agua de mar, como ser la presencia de una anomalía negativa de Ce, aunque ligeramente atenuada, está presente en muchas muestras. Condiciones subóxicas o anóxicas podrían atenuar dicha anomalía de Ce (como ocurre en algunas muestras), como así también, momentos de mayor alcalinidad (por la interacción del Ce⁺³ con aniones carbonatos, Johannesson et al., 1994). Estas condiciones han sido muy comunes durante el Cretácico y en particular la alcalinidad habría sido elevada durante la depositación de la Formación Yacoraite. Las anomalías positivas de Eu y de Gd, si bien no son necesariamente exclusivas del agua de mar, también están presentes en la Formación Yacoraite. La ausencia de una anomalía de La no es del todo claro; es posible que se deba a procesos relacionados al aporte terrígeno o procesos diagenéticos tempranos. En la literatura no hay explicaciones convincentes de

qué controla la presencia de una anomalía de La, y es posible que procesos de contaminación o aporte terrígeno puedan enmascararla o modificarla, aunque como ha sido mencionado la contaminación terrígena en la Formación Yacoraite no parece ser significativa, no al menos en el miembro calcáreo basal. El arreglo en forma de campana de algunas muestras donde hay un enriquecimiento en las MREE (particularmente sección arriba en Espinazo del Diablo) y que se aleja de lo esperado en muestras de origen marino, ha sido vinculado por otros autores a procesos que ocurren durante la diagénesis temprana que tiende a liberar MREE (que suelen ser atrapadas por óxidos de Fe). La disolución reductiva de óxidos de hierro en el espacio poral en condiciones subóxicas-anóxicas puede liberar estas MREE y, a su vez, generar la alcalinidad necesaria (Zeng and Tice, 2014) que conduce a la precipitación de cementos carbonáticos ferruginosos (e incluso ankerita) como han sido observados en la sección basal de la Formación Yacoraite. Esto también podría explicar el atenuamiento de la anomalía de Ce (que tiende a desaparecer en condiciones de anoxia) (ver Capítulo 6 para más detalles).

Todos estos rasgos que sugieren influencia marina son más claros en la base de la unidad y progresivamente se van atenuando sección arriba (por ejemplo, en Espinazo del Diablo), lo cual es consistente con lo documentado por el análisis de facies, y fue, asimismo, sugerido por otros autores (Ruiz-Monroy, 2021) mediante el uso de otros de *proxies* e indicadores geoquímicos orgánicos (tipos de kerógenos y minerales del grupo de la esmectita).

Los resultados recientes sugieren también una vinculación marina para la sección basal de la unidad. El mismo autor indica que los ambientes lacustres dominaron, en cambio, durante la parte media y predominaron hacia el final de la deposición de la Formación Yacoraite, al menos en las subcuencas de Tres Cruces y Metán-Alemania. En los análisis de geoquímica molecular, este autor documentó la presencia de gammacerano, que es un indicador de la estratificación de la columna de agua, en extractos de la sección inferior de la unidad, que indican condiciones hipersalinas evolucionando desde ambientes marinos hacia lacustres. Asimismo, el autor señala que la variabilidad y evolución de organofacies de la unidad resulta de los cambios ambientales que se sucedieron entre sistemas con vinculación marina y sistemas lacustres. Este autor también indica que el predominio de las alginitas en el kerógeno de Tipo II concuerda con un origen marino y las mezclas de kerógeno II/III sugieren aporte de materia orgánica marina y tienen un HI entre 300-600 mg HC/g TOC. Según el autor el kerógeno tipo II puede formarse a partir de una gran variedad de biota marina mezclada con cantidades subsidiarias de materia orgánica húmica, derivada de residuos de plantas terrestres o de lípidos de la pared celular bacteriana. Solapado de microfaunas y floras calcáreas estarían también en favor de esta mezcla. Según Ruiz-Monroy (2021), la Formación Yacoraite genera predominantemente petróleo parafínico-nafténico-aromático bajo en cera y aceite parafínico alto en cera, ambos a partir de kerógenos tipo II y II/III (Rock-Eval) de origen marino. Asimismo, indica evidencias bien

documentadas de cambios en las proporciones de terpanes tricíclicos C26/C25 frente a hopanos C31R/C30 que, respaldan la evaluación ambiental realizada. Las proporciones de terpano tricíclicos C26/C25 de <1 y las proporciones de hopanos C31R/C30 $>0,25$ indican depositación en ambientes marinos, con similitud a aquellos desarrollados en engolfamientos restringidos (Allen et al., 2010). Finalmente, sus resultados sugieren que la estratificación de la columna de agua probablemente fue causada por hipersalinidad y no por temperatura dada la escasa profundidad. En estas condiciones, la solubilidad del oxígeno disminuyó y prevalecieron las condiciones reductoras, lo que habría favorecido la conservación de la materia orgánica.

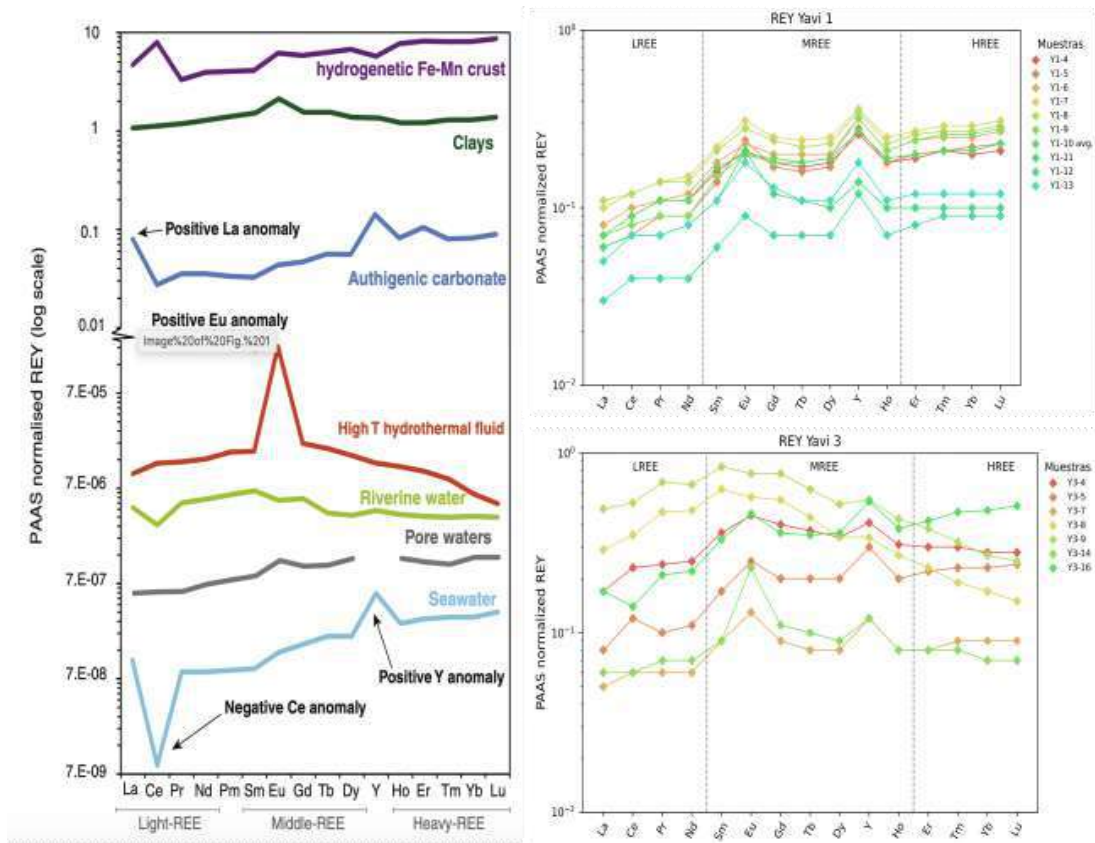


Figura 10.2: Comparación de patrones de REY comúnmente observados en diferentes fluidos y las muestras de la Formación Yacoraite en las secciones de Yavi 1 y 3. Nótese la similitud con algunos rasgos comunes en REYS de origen marino y en carbonátos autigenicos.

En definitiva, el análisis geoquímico y molecular de materia orgánica y sus derivados en la Formación Yacoraite confirman un inicio de la depositación bajo ambiente con influencia marina, que luego se habría convertido en lacustre. Esto es consistente con nuestro análisis geoquímico de tierras raras y de los rasgos sedimentarios documentados.

10.4. La relación estratigráfica entre las Formaciones Yacoraite y Lecho

La relación de truncamiento físico indicada por un contacto abrupto con contraste litofacial notable entre las eolianitas del tope de la Formación Lecho (arenitas cuarzosas) y los depósitos carbonáticos de la base de la Formación Yacoraite (calizas arenosas) constituye una fuerte evidencia para sostener el desarrollo de una superficie transgresiva, asociada con una incursión marina (véase Fig. 9.22. y detalles en el capítulo 9). De acuerdo con su característica fuertemente erosiva, decapitando espesores de la unidad infrayacente, y a la naturaleza de los depósitos por sobre de la superficie, la misma se clasifica como una discontinuidad y tipifica como una superficie de biselamiento erosivo. Este tipo de discontinuidades erosivas son exclusivas de transgresiones marinas (Zecchin et al., 2019). Cuando afectan a entornos y marcos geológicos con escasa acomodación y bajo suministro, las superficies de biselamiento forman superficies diagnósticas de gran continuidad areal. Las mismas no ocurren asociadas con expansiones lacustres y son consideradas superficies claves en el análisis estratigráfico secuencial, que permiten la delimitación de secuencias depositacionales. Son, por definición, superficies diacrónicas dado que las incursiones marinas no afectan a toda la cuenca al unísono. Sin embargo, por las características del sustrato, por la similitud de la relación entre las diferentes subcuencas y por lo que se infiere del marco geológico regional, es posible que la misma se haya desarrollado, lo suficientemente rápido, como para que sus fechados queden dentro del margen de error de los métodos de datación actuales, y sea relativamente sincrónica.

En este tipo de discontinuidades erosivas, en ambientes epicontinentales, quedan amalgamadas (*merging surfaces*) etapas de erosión y tránsito, generadas durante momentos de nivel de mar bajo, con la erosión que se produce al expandirse el sistema marino (la propia superficie de biselamiento erosiva), con una dinámica retrocedente de la línea de costa. Con escasa acomodación, el gradiente más elevado de la cara de playa produce decapitación de la estratigrafía previa en el cinturón costero que, asimismo, elimina la diversidad de subambientes que pueden desarrollarse en este marco (Astini et al., 2020). El arreglo de facies retrogradante (estrato-granodecreciente en relación con el suministro detrítico e inverso con respecto a la factoría carbonática) acompañan la etapa transgresiva (cortejo transgresivo propiamente dicho), hasta una superficie de máxima inundación, a partir de la cual, el espacio de acomodación se rellena con mayor velocidad hasta desaparecer (durante el cortejo de mar alto y subsiguiente caída) (véanse más detalles en el capítulo 9).

La razón por la que este tipo de superficies son consideradas diacrónicas en la mayoría de los esquemas de la estratigrafía secuencial (véase Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2011, 2017, 2019) es porque en la literatura se analizan en cortes transversales a plataformas con una clara polaridad

depositacional. Sin embargo, esta paleogeografía no es la que se verifica en el caso del “engolfamiento andino” que habría alcanzado el noroeste argentino (véase punto 10.6. más abajo).

10.5. El modelo de depositacional para Yacoraite y la controversia

Los ambientes sedimentarios constituyen sistemas complejos y dinámicos que están influenciados por una variedad de parámetros interrelacionados y afectados por múltiples mecanismos de retroalimentación, solapados en el tiempo. Los resultados de la “máquina estratigráfica” (Smith, 1994; Miall et al., 2021), es decir el registro estratigráfico, son de carácter simple y no dependientes de la escala, con tiempos de residencia (en el registro) que van desde un segundo, o menos, hasta cientos y miles de millones de años. En general, sólo aquellos de larga duración en el marco temporal humano se consideran de importancia estratigráfica. Sin embargo, el rango de tiempos de residencia implica que el registro estratigráfico incluye un rango similar de hiatos e intervalos, que pueden representar tiempos de muy corta duración (Bielewicz, 1998). Si no fuese así, filosóficamente no podríamos utilizar los análogos modernos para interpretar el registro.

Strasser et al. (1999, también Catuneanu, 2006) remarcaron las características que hacen de las plataformas poco profundas y sistemas litorales, ambientes particularmente susceptibles a modificaciones ambientales severas, ante fluctuaciones menores del nivel del mar (véase su Fig. 3). Estos autores señalaron que un factor muy influyente es el escaso hundimiento (subsistencia), dada la existencia de zócalos engrosados y relativamente rígidos, factor que se maximiza en los mares epicontinentales. En estas regiones, con reducida acomodación, fluctuaciones eustáticas del nivel del mar ejercen un fuerte control modificando, tanto los niveles de energía y patrones de circulación del agua, como las condiciones de frontera ecológicas (temperatura del agua, profundidad, salinidad, química, transparencia, contenido de nutrientes), factores que controlan la factoría carbonática (Schlager, 2000, 2003; Demmico y Hardie, 2002; Pomar y Hallock, 2008; James y Jones, 2016; Reijmer, 2021); esto es, la producción de sedimentos *in situ*, como así también, el eventual suministro de aportes terrígenos. Strasser et al. (1999) también señalaron la influencia notable que el clima ejerce en los cinturones depositacionales costeros, influyendo no sólo sobre las factorías carbonáticas, sino en el balance hidrológico (Hay et al., 1993; Algeo et al., 2008). Influyen en éste, los patrones y aportes de lluvia y los drenajes superficiales (y subsuperficiales), que producen dilución e introducen nutrientes y sedimentos, y son capaces de modificar los subambientes, los patrones de circulación (Verri et al 2018) y la productividad carbonática. Todos estos parámetros varían a través del espacio y el tiempo con diferentes amplitudes y frecuencias y controlan el tipo y volumen de sedimentos, pero la acomodación, define la cantidad de sedimentos (y por lo tanto su espesor) que puede, potencialmente, ser preservado. Asimismo, a escala del análisis de facies, Wright y Burgess (2005)

sugirieron que los ciclos elementales o sucesiones de facies representan el producto de mosaicos móviles que pueden cambiar rápidamente como consecuencia de sutiles cambios ambientales, permitiendo preservar rasgos exquisitos como los que se observan en la Formación Yacoraite.

Es evidente que en un modelo simplificado como el que se muestra en la Figura 10.3 (tomado de Strasser et al., 1999), pueden coexistir una variedad de facies y que, una caída relativa del nivel del mar afectaría, de manera diferente, a los procesos dinámicos de control, a cada subambiente y a cada geoforma acumulada. Mientras que la acumulación ocurre donde hay suficiente sedimento y espacio de acomodación disponibles, en otras áreas colmatadas ya se produce emersión y erosión, o bien, la escasez de sedimentos genera una situación “hambrienta” caracterizada por tránsito o equilibrio. Asimismo, en una línea de costa pueden existir suministros fluviales o eólicos relativamente importantes, compitiendo o al menos aportando materiales terrígenos, sin contar la posibilidad de que depósitos volcanoclásticos derivados de la incipiente cordillera, puedan también influenciar la productividad carbonática.

Los cambios de facies rápidos ocurren en entornos muy sensibles, como los litorales, cuando al superarse un umbral físico, químico y/o biológico, el sedimento adquiere una nueva composición, textura y/o estructura. Pero, en entornos más estables es posible que haya más continuidad sedimentológica y que las facies no cambien significativamente. Por lo tanto, no se puede esperar que el registro estratigráfico de sistemas tan complejos sea simple y directo, e interpretaciones, que sólo consideran una parte del sistema, se generalicen.

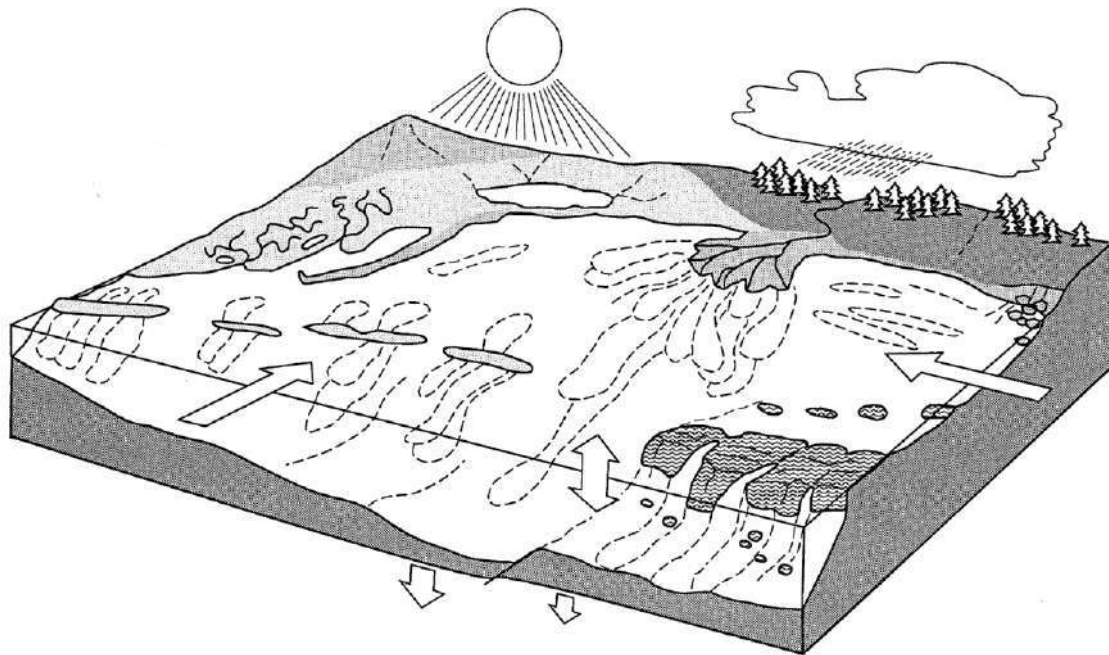


Figura 10.3. Modelo para sistemas deposicionales marinos mixtos con carbonatos y depósitos terrígenos que, ilustra la coexistencia de diferentes subambientes, como planicies de marea, deltas, islas barrera, lagunas, albuferas y crecimientos

arrecifales ideado por Strasser et al. (1999) como representativo de una diversidad de series jurásicas, predominantemente carbonáticas, marinas someras, en Europa. Nótese también que la acumulación de sedimentos, la emersión, la erosión y la no deposición pueden ocurrir simultáneamente. El modelo está influenciado por subsidencia diferencial (marcado con flechas hacia abajo que pueden deberse sólo a compactación diferencial), por cambios eustáticos (expresado con la flecha doble), por actividad de tormentas, corrientes litorales y costeras inducidas por el clima (flechas horizontales) y por los fenómenos de suministro terrígeno y, eventualmente, volcánico.

El modelo de sedimentación propuesto para explicar la sección basal de la Formación Yacoraite no puede simplificarse con un esquema bidimensional o un bloque diagrama simple mostrando una típica progresión proximal-distal, dado que no resulta congruente con la distribución de facies documentada, ni de las sucesiones elementales de facies descriptas que, son de escaso espesor y muestran una variabilidad espacial significativa, con recurrente exhumación y evidencias de actividad mareal. La correlación entre perfiles ha permitido comprender que existieron diferencias notables entre el intervalo inferior predominantemente carbonático de la unidad y el resto de la unidad en las distintas regiones de la subcuenca. Dentro de éstas existen algunas con mayor proporción de carbonatos, como el caso de la sección de Yavi, y otras donde la participación de terrígenos es igualmente importante, como en el miembro superior del Espinazo del Diablo o en la sección de Jueya. Sin embargo, la característica más saliente es la significativa continuidad lateral del miembro inferior calcáreo en contraposición con los dominios mixtos del tramo medio y superior que son mucho más restringidos arealmente y no permiten realizar una correlación ajustada entre secciones, como sí ocurre con el miembro inferior. En este sentido, es claro que el paleoambiente, a pesar de las particularidades geomorfológicas costeras (véase Fig. 8.11 fue relativamente homogéneo en la sección basal y estuvo más compartimentado luego de la primera gran interrupción (véase apartado 9.6), donde culmina la secuencia basal y se desarrolla una etapa con intervalos rojizos y morados que indican ambientes subaéreos y procesos de colonización vegetal, consistentes con un sostenido proceso regresivo. A pesar que en las diferentes secciones la sedimentación carbonática, de alguna manera se reinicia, no lo hace sincrónicamente, dado que aportes detríticos interactúan con la factoría carbonática inhibiéndola parcial o totalmente. Esto, a su vez, habría tenido que ver con modificaciones de la hidroquímica, consistentes con procesos de dilución, capaces de explicar no sólo variaciones en la alcalinidad, necesaria para desarrollar carbonatos, sino el ingreso de detríticos silicoclásticos al sistema y en las señales geoquímicas preservadas en los sedimentos.

Los terrígenos dominantes son arenas de origen eólico en la sección basal y finos, movilizados en suspensión y productos de decantación, en el resto de la unidad. Además, hubo eventos distintivos de aporte piroclástico fino, expresado en forma de tobas que han sido registrados en prácticamente todas las secciones y pueden haber contribuido a fenómenos de deterioro (*poisoning*) y supresión momentánea de la factoría carbonática (Schlager, 1981; Hallock y Schlager, 1986).

Para comprender la distribución de facies en el miembro inferior calcáreo a una escala reducida, comparable a lo que habría ocurrido en la subcuenca de Tres Cruces, en esta tesis doctoral se plantea un paleoambiente análogo al que actualmente, y durante el Holoceno tardío, viene desarrollándose en *Hamelin Pool*, en la conocida Bahía Tiburón (Shark Bay), en el oeste de Australia (Fig. 10.4). Este pequeño engolfamiento marino (de $\approx 50 \times 70$ km), se convirtió en un entorno restringido durante los últimos milenios y sustenta el conjunto más extenso y diverso de estromatolitos marinos modernos del mundo (Suosaari et al., 2016 a). Más allá de sus diferencias de escala con la subcuenca de Tres Cruces (Fig. 10.4), puede proporcionar una buena idea de la movilidad del mosaico litofacial, en función de los mecanismos que controlan sus fuertes gradientes hidrodinámicos y químicos internos (Playford et al., 2013).

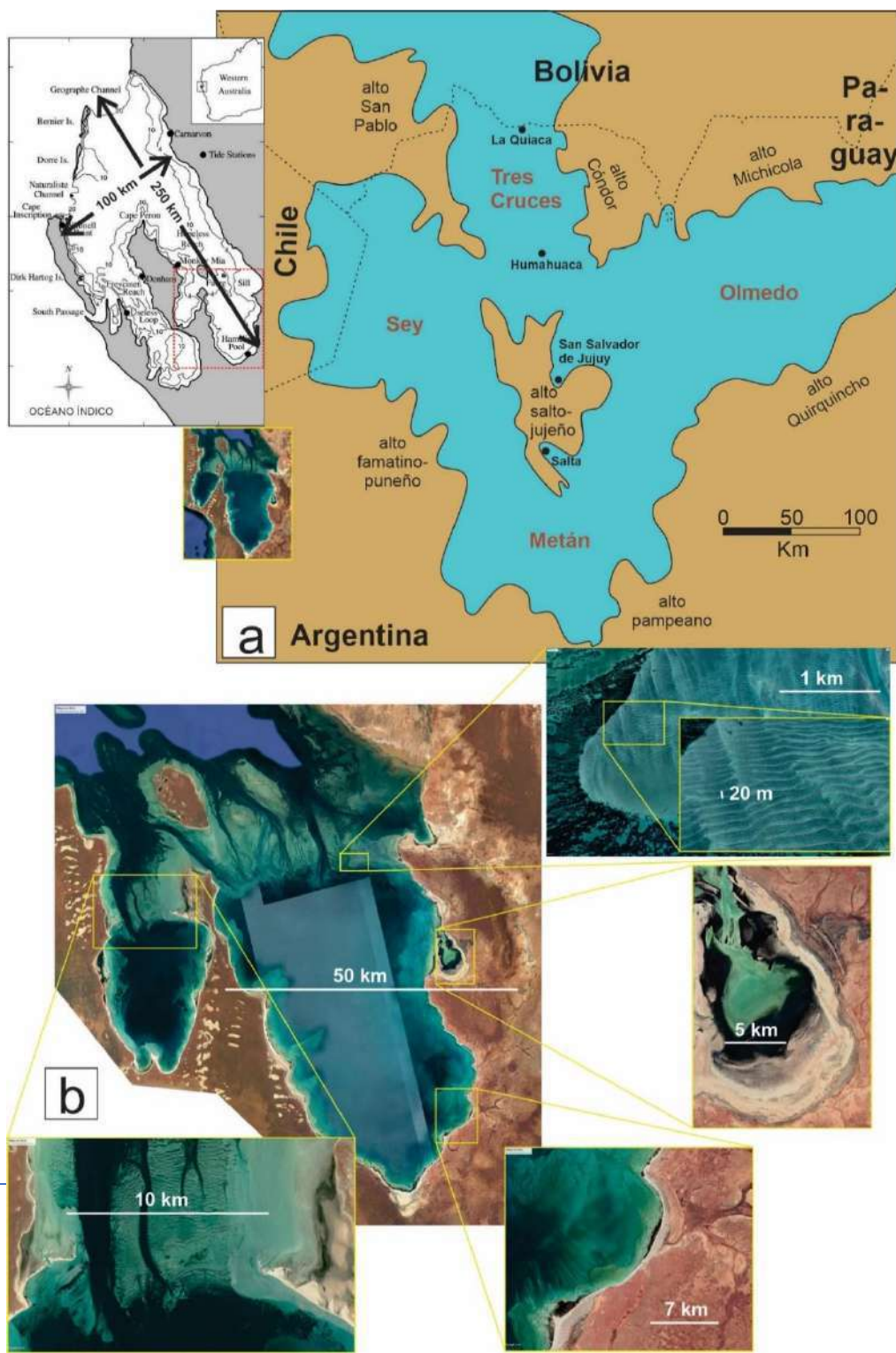


Figura 10.4: Modelo comparativo entre la geografía de la cuenca del Grupo Salta y la expresión areal de la Formación Yacoraite (cuyos contornos han sido tomados de la profusa literatura existente al respecto) y los engolfamientos del oeste australiano ($\approx 26^\circ\text{S}$). En **a**) se muestra la geografía, incluyendo datos batimétricos, y el contorno de la Bahía Tiburón (tomado de Burling et al., 2003) a la misma escala que el extremo sur del “engolfamiento andino” que cubrió el NOA. Un detalle, en recuadro rojo, muestra la imagen *Google Earth* (también a escala) de la Bahía de Hamelin (*Hamelin Pool*). En **b**) se muestran detalles geomórficos-sedimentológicos de las costas y depósitos carbonáticos en la Bahía de Hamelin. Nótese los sistemas de umbrales y barreras limitando los engolfamientos conformados por complejos de dunas mareales entre las que interactúan biohermas microbiales, análogos en diversidad y abundancia a los registrados en Yacoraite. Nótese también que en los últimos milenios la bahía no recibe suministro detrítico (arroyos ni ríos), de lo contrario, la sedimentación no sería carbonática.

La profundidad máxima que alcanza la bahía de Hamelin localmente llega a los 7 m, promedia los 2-3 m, y, en general, las pendientes de fondo son muy reducidas ($\ll 0,05^\circ$ o $0,1\%$). Internamente, posee una dinámica de circulación antihoraria, lo que genera gradientes de salinidad notables en su interior que, a su vez, controlan la distribución de microbialitos y productos sedimentarios (Playford y Cockbain 1976; Jahnert, y Collins, 2011, 2012; Burne y Johnson, 2012 Suosaari et al., 2016 a y b, 2019). Dado que el engolfamiento está parcialmente limitado por sistemas de barreras oolítico-microbiales que conforman un umbral (*Faure sill*), la sedimentación está influenciada por las mareas, registrando una variedad de ambientes intermareales, a pesar que se trata de costas micromareales (Burling et al., 2003). Algo muy interesante es la influencia meteorológica (Playford et al., 1993, pg. 36) como forzante de las mareas. Dada la escasa profundidad de estos ambientes marinos, los vientos (su dirección, y duración) junto a la presión atmosférica y la temperatura pueden jugar un rol importante en la amplificación o neutralización de las mareas astronómicas y esto en alguna medida puede ser amplificado en sistemas epíricos como habría sido el caso de la Formación Yacoraite. El flujo de las mareas astronómicas en la bahía de Hamelin se canaliza por canales más profundos y genera marcados efectos de flujo y refluo que por efectos de resonancia incrementan su influencia sobre los depósitos de la bahía, que tiene llaga a amplitudes máximas de 1,6 m con eventos extraordinarios de casi 2 m. A pesar de que su latitud se ubica algo al sur del trópico de Capricornio (latitud máxima a la que la eclíptica corta a la esfera terrestre con buena insolación) la sedimentación dominante es carbonática y dominada por una factoría microbial-oolítica (Davies, 1970; Logan et al., 1974; Burne, y Paul, 2008; Suosaari et al., 2023), marina somera y restringida. Este sistema depositacional permite evaluar cómo, hoy en día, las comunidades microbianas bentónicas junto a la agitación combinada del oleaje sobrepuesto a las corrientes mareales, contribuyen con una prolífica

fábrica de carbonatos. Esta situación resulta comparable con la que podría haber sido activa durante la depositación de la Formación Yacoraite en el engolfamiento del NOA (véase punto siguiente).

Al mismo tiempo que cinturones arenosos (dominantemente oolíticos) con diversidad y superposición de óndulas ocluyen a manera de barreras mareales intercrecidas con estromatolitos en la boca de la bahía, el sistema restringido por detrás en el engolfamiento, es afectado por influencia micromareal y del oleaje generado a partir de la actividad del viento en la propia bahía (el oleaje oceánico se disipa en la bahía Tiburón primero y rompe en los umbrales). En un marco climático de balance hídrico negativo la evaporación constituye un forzante que contribuye a aumentar la salinidad y la alcalinidad, provocando un exceso de precipitación y productividad autóctona que, combinada con la actividad microbial, conducirían a una rápida colmatación del sistema, en caso de no poder exportar el exceso de productividad. Esto forzaría a la exhumación de sus productos, permitiendo la exposición subaerea de sus facies y eventual terminación de la factoría, al menos hasta que se repitan las condiciones propicias para volver a generarse. Esta podría ser una explicación razonable para los ciclos de somerización registrados en la Formación Yacoraite, particularmente el miembro inferior calcáreo. Asimismo, la enorme variedad de estromatolitos que se registran en la bahía de *Hamelin* es comparable a la presente en la Formación Yacoraite (Roemers-Oliveira et al., 2015; Bunevich et al 2017; Villafañe et al 2021, 2023; entre otros), siendo la totalidad de las formas, relativamente someras a periódicamente expuestas durante la marea baja. Pero no sólo la analogía se establece a este nivel, sino también con el cinturón tractivo compuesto por barreras oolíticas influenciadas por corrientes de marea que obstruyen el libre flujo de agua con el mar más abierto, responsables de la fuerte restricción del engolfamiento (Logan et al., 1974; Playford et al., 2013).

Este sistema depositacional resulta el mejor análogo para explicar la mayor parte de las facies registradas en el intervalo inferior marino, no obstante hay que advertir que potenciales cambios climáticos y reactivación de drenajes capaces de aportar agua + terrígenos al sistema, transformarían rápidamente la sedimentación predominantemente carbonática y eventualmente evaporítica a silicoclástica, dado que el suministro detrítico fino enturbia e inhibe la luz y envenena a los productores primarios de carbonato, a la vez que se genera dilución y cambios de la salinidad hacia condiciones posiblemente salobres, que limitan la vida marina típica.

Estos cambios climáticos que, sin dudas ocurrieron durante el período de casa cálida (*green house*) del Maastrichtiano (Hay y Flögel, 2012; Hay, 2017; Ray et al., 2019; véanse detalles en Capítulo 2) pueden explicar la alternancia de facies clásticas y momentos de mayor acumulación orgánica, en donde la circulación negativa o antiestuarina que caracteriza a las etapas áridas se invierte a circulación positiva o más típicamente estuarina, donde la cuña salina ingresa y se hunde por debajo de la cuña salobre (Fig. 10.5). En etapas de balance hídrico negativo, como las que en parte habrían dominado la paleogeografía del

engolfamiento andino, las capas de agua hipersalinas, propia del engolfamiento se hunden por debajo de la salinidad normal y estos momentos estuvieron dominados por desarrollo de carbonatos, contrariamente a lo que ocurrió durante las etapas donde cursos fluviales aportaron finos y agua dulce al sistema, diluyéndolo y favoreciendo la decantación de finos, enriquecidos en materia orgánica, que podrían haber sido la principal causa de anoxia y eventualmente euxinia, a pesar de que difícilmente se hallan alcanzado profundidades importantes en el sistema.

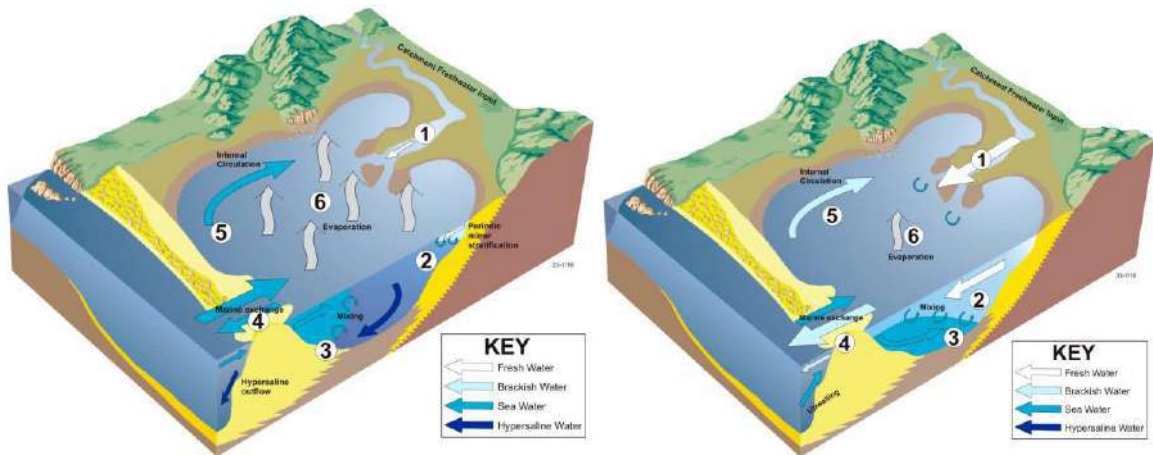


Figura 10.5. A la izquierda, modelo conceptual de un engolfamiento con circulación negativa (antiestuarina), tomado de Ryan et al. (2003), elaborado a partir de la fisiografía costera de Australia. Nótese que el modelo incluye un suministro fluvial que, en estas condiciones climáticas de aridez puede no funcionar (a no ser que constituya un cause alóctono) y, por lo tanto, no entrega sedimentos ni agua superficial. Sí puede, en cambio, existir flujo subterráneo, incapaz de proveer sedimentos, pero si posibilitar condiciones propicias para la sedimentación de carbonatos en las planicies (véase Gomez et al., 2014). En oposición a este esquema, la figura de la derecha representa el modelo de circulación estuarina o positiva, donde existe una notable influencia de provisiones de agua dulce desde el continente.

La correlación general entre los perfiles estudiados en el marco de la subcuenca Tres Cruces (Fig. 9.5) en esta tesis sugiere dentro del miembro calcáreo inferior un gradiente general norte-sur, en la relación de carbonatos versus clásticos y, en cierta medida, esta tendencia estaría también marcada en una dirección oeste-este, al compararse los perfiles del Espinazo del diablo con los aflorantes en la Quebrada de Humahuaca, en el sinclinal de Hornocal y en la sierra de Calilegua. Esto difiere de lo sostenido por Mutti et al. (2023), cuyos perfiles se encuentran espacialmente más acotados. Claramente, el intervalo basal de la unidad en Yavi contiene una amalgamación de intervalos carbonáticos (los inferiores, correspondiendo a calizas arenosas, con un claro aporte de origen eólico, retrabajado). El estudio petrográfico de esta tesis ha podido explicar la evolución muy rápida del sistema depositacional que generó abruptamente una factoría carbonática convirtiendo los núcleos cuarzosos, aportados por retrabajo desde las series eolianíticas de la Formación Lecho, a ooides superficiales, desarrollando láminas acrecionales en el marco del mar epicontinental interpretado.

El modelo sedimentario marino epicontinental propuesto para la sección basal de la Formación Yacoraité difiere sustancialmente de otros recientemente propuestos por Deschamps et al. (2020) y Mutti et al. (2023), que sostienen una naturaleza lacustre para la totalidad de la unidad. Un marco epicontinental, permite explicar la naturaleza restringida del sistema deposicional marino somero, la influencia continental y climática y sus transiciones a sistemas lacustres y de planicies costeras y, en parte, colonizadas por microbialitos o por vegetación e invertebrados que favorecieron la pedogénesis. A manera de cuadro resumen en la Tabla 10.1 se exponen aquellos criterios más clásicos que se utilizan para la discriminación.

| Propiedad | Características | Ambiente marino | Ambiente lacustre |
|--|---|--|---|
| Continuidad lateral y persistencia espacial y temporal | Dependen de factores dinámicos y los controles dominantes sobre la factoría y dimensiones del sistema productivo. | <ul style="list-style-type: none"> -Gran continuidad lateral por 100's km. -Sistemas productivos de grandes dimensiones (controlados por cinturones climáticos por ejemplo). -Desarrollo temporal sostenido -Correlación estratigráfica muy buena a excelente. | <ul style="list-style-type: none"> -Continuidad restringida de entre < 1km y >10's km) -Sistemas productivos localizados (controlados por ejemplo por freáticas y mezclas de agua, por ejemplo). -Desarrollo temporal limitado. -Correlación estratigráfica pobre o limitada. |
| Factorías | Modos del sistema e influencia de controles sobre los componentes y texturas dominantes | Muy variadas y combinadas dependiendo fuertemente de la profundidad de los ambientes y del cinturón climático en que se desenvuelvan. | No tan variadas y localizadas. Pueden desarrollarse extremos marcadamente abióticas-químicos como también microbiales. |
| Mezclas y Participación detrítica silicoclástica y volcaniclástica | Factores de inhibición, supresión o distorsión de la factoría activa de carbonatos. | <ul style="list-style-type: none"> -Raras por la elevada productividad carbonática. -El suministro de materiales detríticos está fuertemente influenciado por los procesos dinámicos del ambiente marino (oleaje y mareas) -Reducido potencial de preservación. En los sistemas litorales se convierten arenas en núcleos de ooides. -Eventos (e.g., tobas) pueden | <ul style="list-style-type: none"> -Comunes porque la producción carbonática es atenuada y localizada y compite con suministros detríticos, generando alternancias características y "ciclos". -El suministro detrítico está fuertemente influenciado por ingresos de origen fluvial y el sistema no tiene suficiente capacidad dispersiva. -Elevado potencial de preservación de intervalos inducidos por suministro detrítico o volcaniclástico que adquieren gran |

| | | | |
|---|---|---|--|
| | | persistir con cierto potencial de preservación y pueden no tener buena continuidad lateral. | continuidad lateral, cuando depositadas por debajo del ten de olas. |
| Estructuras diagnósticas | Asociadas con los procesos actuantes | <ul style="list-style-type: none"> -Facies heterolíticas de origen mareal, ritmitas mareales, estructuras sigmoidales. -Tempestitas frecuentes y con espesor variable. -Microbialitos enorme diversidad y abundancia. -Brechas kársticas comunes, reflejando periodos largos de exposición. -Trazas fósiles muy diversas con abundancia relativa variable. Rizolitos sólo en cuñas costeras y poco diversificados. -Texturas palustres raramente preservadas. | <ul style="list-style-type: none"> -Facies heterolíticas producto de oleaje, -Tempestitas no tan frecuentes ni importantes. -Microbialitos comunes, pero con menor diversidad. -Brechas kársticas escasas y brechas de desecación comunes. -Trazas fósiles poco diversas con abundancia relativa muy alta, incluyendo frecuentes rizolitos y evidencias pedogenéticas. -Texturas palustres frecuentes y alternantes. |
| Relaciones de componentes y estratofábricas | Apilamiento relacionado con espacio disponible y recurrencia de procesos-potencial de preservación | Ciclos perimareales con variada exposición subárea y buena repetición, sobre todo dada por la gran productividad en los ambientes someros que tienden a completar el espacio de acomodación. | Ciclos de somerización y alternancias climáticamente controladas con ciclicidades dependientes de la secularidad climática y del suministro detrítico que alterna con mucha frecuencia. |
| Superficies claves | En relación con la estratigrafía secuencial, independientemente de las nomenclaturas utilizadas por distintas escuelas. | Bien desarrolladas, de carácter regional y muy características. Pueden ser diacrónicas. Esto depende, por ejemplo, de las velocidades de la transgresión o de la regresión, de las pendientes costeras y de la existencia de suministro. | Generalmente no erosivas, poco desarrolladas y localizadas. En general sincrónicas por la magnitud reducida del sistema depositacional. |
| Relación entre facies granulares/finas en ambientes someros | Indicativa de los modos de generación, niveles de energía dominantes y potencial de preservación. | -Relaciones altas, indicativas de mucha energía de fondo y puesta en suspensión de los finos que son exportados del sistema. | -Relaciones muy bajas con importante participación de facies fangosas por debajo de la acción del oleaje (que en estos sistemas es reducido). Pueden ocurrir con frecuencia. |

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | <p>-Potencial de preservación variable de micritas. Elevado en albuferas o planicies.</p> <p>-Buen potencial de exportación de fangos en general.</p> | <p>-Buen potencial de preservación de automicritas, incluso en ambientes someros.</p> <p>-Sin potencial exportable de alomicritas.</p> |
| Relación entre facies granulares/finas en ambientes profundos | Indicativa de los modos de generación, niveles de energía dominantes y potencial de preservación. | <p>-Fundamentalmente asociada con procesos de exportación de finos desde ambientes de mayor energía a profundidades por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo y decantación de plancton.</p> <p>-Potencial de preservación variable.</p> | <p>-Fundamentalmente asociada con procesos de blanqueamientos (<i>whitings</i>) y florecimientos algales en la columna de agua.</p> <p>-Elevado potencial de preservación por la naturaleza cerrada de los sistemas lacustres.</p> |
| Margas | Mezcla composicional entre productos carbonáticos autóctonos y productos alóctonos. | <p>-Relativamente escasas. Generalmente resultantes de mezclas de origen pelágico o hemipelágico o de fangos carbonáticos exportados desde los ambientes someros con finos en suspensión de origen fluvial.</p> | <p>-Relativamente comunes y a veces dominantes y con elevadas proporciones de limos y arcillas por la mayor influencia de los sistemas de desembocadura.</p> <p>-Se desconocen cretas de ambientes lacustres.</p> |
| Evaporitas | Influenciadas por las condiciones climáticas, hidroquímica inicial, balance hidrológico, y tipo de sustrato sobre el que se desarrolla. | <p>-Comunes en planicies mareales con intensa evaporación y en ambientes restringidos y profundos (e.g., cumulos laminados o masivos).</p> <p>-Secuencia evaporítica predecible dada la composición más uniforme del agua de mar.</p> | <p>-Características de lagos hipersalinos (facies masivas) y lagos efímeros salinos y mixtos en facies intrasedimentarias.</p> <p>-Fuerte influencia de las áreas de aporte en la composición, e hidroquímica inicial, por eso potencialmente mayor diversidad mineralógica en referencia a evaporitas marinas.</p> |
| Geoquímica | Relacionadas al comportamiento y fraccionamiento de las tierras raras. | Poseen conjuntos bastante característicos y menos variables. Anomalía positiva de La, negativa de Ce (en ambientes oxigenados, pudiendo no estar presente en condiciones subóxicas u anóxicas, o ambientes | Pueden ser muy diversas y variables. Las aguas continentales suelen estar enriquecidas en LMREE y MREE respecto a las HREE y mostrar un patrón más plano (ej. Möller et al., 2021), aunque dependiendo de las condiciones ambientales anomalías de Ce, La, y Y pueden estar presentes. Lagos alcalinos |

| | | | |
|--|--|--|--|
| | | alcalinos), enriquecimiento de HREE respecto a MREE y LREE, anomalía de Y y relaciones Y/Ho supracondríticas, anomalía positiva de Ga y (en ocasiones) Eu (aunque no siempre). | pueden mostrar (en ocasiones) un patrón muy variable o similar al del agua de mar (Li et al., 2019). |
|--|--|--|--|

Tabla 10.1: Cuadro resumen de comparaciones entre distintas propiedades de carbonatos marinos y lacustres. Vale remarcar que prácticamente ninguno criterio es, por sí sólo, resulta diagnóstico o contundente, pero sí ayudan a circunscribir la situación ambiental. Además, como se resalta en el texto, existe un enorme grado de solapamiento de la totalidad de los criterios entre los productos carbonáticos que ocurren en mares epicontinentales restringidos y aquellos de sistemas lacustres.

Los sistemas lacustres son particularmente susceptibles a los cambios climáticos en comparación con los sistemas marinos abiertos, pero esto no es del todo válido para los mares epicontinentales, fuertemente regidos por el balance hidrológico entre las precipitaciones, más la escorrentía superficial y el volumen de la masa marina. Este parámetro fue tempranamente estudiado por Hay et al. (1993) y sucesores quienes se enfocaron en varios casos potencialmente análogos a los mares epicontinentales del Cretácico terminal (en su caso comparados con el Cretácico del interior del oeste americano). El balance hidrológico no sólo influye en la circulación general y la productividad sino en la química del sistema. Este último aspecto es fundamental para la saturación de carbonatos. En este contexto, tienen lugar una serie de procesos abióticos y biológicamente influenciados e inducidos (que controlan la textura y geoquímica de los sedimentos producidos), controlados por un conjunto de factores físicos, (cinética de la precipitación mineral, temperatura, salinidad, turbulencia y oxigenación del agua), químicos (pH, DIC, pCO_2 , concentraciones de Ca y Mg, relaciones Mg/Ca) y biológicos. Pero este conjunto de variables no difiere de los controles que también afectan a sistemas lacustres y son en realidad los puntos señalados en el apartado 10.1, los que resultan decisivos como para inclinarse en favor de un ambiente marino para la sección basal de la unidad.

Mutti et al. (2023) argumentan que la totalidad de la Formación Yacoraite está influenciada fuertemente por el clima, algo que posiblemente sea correcto, dado que la relación de superficie/profundidad en mares epíricos someros es muy importante a la hora de producir evaporación. En su trabajo, indican que, en la sección basal, prácticamente no existen carbonatos algo que se contrapone con lo documentado y analizado en esta tesis (véase también Coppa Vigliocco et al., 2022). De hecho, la proporción más elevada de carbonatos se encuentra en esta sección inferior. Tampoco resulta correcto suponer que existe una diferencia notable entre los forzantes actuantes en un sistema lacustre de gran extensión areal y un ambiente marino epicontinental y, de hecho, pueden ocurrir transiciones muy sutiles entre ellos, que no se adviertan desde el análisis de facies como lo señala Allison y Wells (2006). No obstante, por las dimensiones y escasas de profundidad, resulta lógico pensar en el desarrollo de fuertes gradientes geoquímicos y de saturación en los

sistemas epicontinentales comparables con aquellos que se generan en cuerpos lacustres. También Mutti et al. (2023) señalan que la dinámica de sistemas lacustres mixtos carbonático-silicoclásticos responde a un conjunto de parámetros mucho más complejo que en los sistemas marinos y afirman que la alternancia o intercalación de carbonatos con terrígenos no puede simplemente explicarse mediante el concepto de sedimentación recíproca, cosa que también parece aplicable a ambos casos. Vale aclarar que mientras este concepto implica alternancia exclusivamente motivada por cambios en el nivel de base (nivel del mar en el sentido original de Wilson, 1968), modificaciones en el suministro influenciadas por clima serían una alternativa para explicar la presencia de silicoclásticos o incluso de evaporitas (sulfatos y cloruros) en la Formación Yacoraite.

Clásicamente, se admite que el suministro de sedimentos silicoclásticos a una cuenca sedimentaria es controlado por el relieve y la erosión del área fuente y el clima (e.g. Catuneanu et al. 2009; Catuneanu et al. 2011, Labaj y Pratt, 2016). El aporte de sedimentos terrígenos depende del relieve y la capacidad erosiva en las áreas fuente, aunque éste no tiene relación directa con el clima. El clima actúa con independencia, dado que potencia, por ejemplo, procesos glaciales y eólicos que no requieren estrictamente de topografía (si bien pueden estar también condicionados por ella), logrando por sí sólo influir sobre el suministro terrígeno. Un clima predominantemente cálido habría predominado durante la sedimentación de la Formación Yacoraite, hecho que genera un ambiente propicio para la meteorización. Esto también ocurre de manera independiente a otros forzantes como resulta el desequilibrio que se genera al cambiar las condiciones del nivel de base (regresión en una cuenca marina, contracción en un sistema lacustre). Esto último es lo que supone la explicación clásica y simple de la sedimentación recíproca, en donde el sistema carbonático responde edificando o erosionándose en función de la supresión del espacio disponible (Sarg, 1988). En este sentido, la pregunta de por qué cesa la producción bentónica de carbonatos (parafraseando a Schalger, 1981) sigue siendo compleja, pero aparenta ser sencillo a la escala del afloramiento, cuando uno observa interposición de otras litologías. Si ello deviene de un proceso de deterioro como consecuencia de cambios geoquímicos sutiles y progresivos que, pasando un umbral, su impacto se vuelve significativo, sigue siendo difícil de responder a partir de un trabajo de análisis estratigráfico clásico, como el planteado en esta tesis doctoral, que sin dudas abre camino para investigar a futuro, las causas de estas transiciones. En un sistema somero, las variaciones climáticas o los suministros terrígenos o volcánicoclásticos excepcionales súbitos, como son las caídas repentinas de ceniza volcánica, pueden desatar cambios ambientales rápidos, causados por el impacto de dicho influjo en la factoría carbonática (p.ej. el influjo de micronutrientes que modifican la productividad). Esto, es evidentemente más complejo y no necesariamente se vincula con la predicción de que la factoría se “ahoga” producto de repentina subsidencia o aumento del nivel del mar, superando la capacidad fototrófica de la mayoría de los productores primarios.

El inicio de la factoría carbonática que se establece de inmediato por encima de la superficie de ravinamiento erosiva labrada por la transgresión marina, habría resultado de una combinación entre el influjo de agua de mar, con pH y saturación dentro del rango esperable para la productividad carbonática, en climas relativamente áridos. En tanto que el suministro silicoclástico arenoso habría sido fundamentalmente eólico, no tractivo sino aportado como material en suspensión; sin existir una sola localidad relevada, en donde la unidad comience con areniscas, o desarrolle un intervalo basal de areniscas sin intercalaciones de calizas oolítico-bioclásticas arenosas.

Igualmente, la sedimentación mixta que caracteriza a la Formación Yacoraite se puede explicar perfectamente a partir de la superposición de curvas seculares del nivel del mar de corta duración (véase explicación de Tasistro Hart et al., 2019 para la Formación El Molino, continuación ininterrumpida de la Formación Yacoraite en Bolivia) superpuestas a una curva ascendente, de tercer orden, consistente con la magnitud temporal de ca. 2Ma, recientemente interpretada para la secuencia basal de la Formación Yacoraite (Montano et al., 2022). Durante una incursión marina de 3er orden, pequeñas fluctuaciones en el rango de Milankovitch, pueden explicar la alternancia decreciente de paquetes arenosos en detrimento de la creciente sedimentación autóctona de carbonatos (Spence y Tucker, 2007), que a partir de una superficie de inundación máxima se vuelven dominantes, como puede observarse en la totalidad de las secciones estudiadas.

Una vez que el mar se retiró, identificando una superficie de caída y karstificación producto de exposición prolongada, se desarrolla una serie silicoclástica limo-arcillosa, varicolor, con evidencias de oxidación y actividad pedogenética, que indica la desconexión marina. Sin embargo, estas condiciones habrían cambiado cuando se reanuda la sedimentación carbonática en el miembro medio y superior, dominada por un conjunto de facies diferentes e intercaladas entre dominios margosos y calcipelíticos. Dos de estas etapas de alternancia entre conjuntos terrígenos finos y predominantemente margosos y carbonáticos (incluyendo microbialitos tabulares amarillentos) coronan la unidad, reflejando una factoría carbonática bien diferente con proporciones de aporte pelágico y predominantemente bioclástico, sin la abundancia y diversidad de ooides que caracterizan a la sección marina basal. Vale destacar que a diferencia de lo sostenido por Mutti et al. (2023), el análisis de facies realizado en esta tesis no apoya el desarrollo de lagos efímeros en la región, sino de sistemas lacustres parcialmente carbonatados en balance hidrológico y condiciones de estabilidad, como para permitir la coexistencia de precipitación de carbonatos superpuesta a la decantación de finos terrígenos con abundancia de materia orgánica en regiones interiores (facies profunda), a la vez que, en las regiones marginales se desarrollaron sistemas estromatolíticos comparables con los conocidos intervalos microbialíticos de la cuenca eocena de Green River en Norteamérica (Eugster y Surdam, 1973; Gierlowski-Kordesch y Park, 2004; Frantz et al., 2014; Smith y Caroll, 2015).

Finalmente, vale remarcar como se indica en la Tabla 10.1, que los criterios para diferenciar contextos marinos y lacustres se vuelven sumamente confusos en los ambientes de mezcla que, sin dudas, se maximizan en contextos de mares epicontinentales como comentan Allison y Wells (2006) (ver apartado 2.4.4.). Estos efectos se magnifican en los engolfamientos y bahías, donde muchísimas características pueden resultar comunes y solapadas con aquellas de sistemas lacustres y es necesario integrar diversas evidencias (incluyendo la geoquímica e isotópica) a la hora de inclinarse por uno u otro ambiente.

10.6. El engolfamiento andino cretácico terminal

Los resultados de esta tesis doctoral apoyan la existencia de un engolfamiento andino, de carácter marino, que habría ingresado al noroeste argentino desde el norte (conexión vía Bolivia). Este habría sido parte de un mar epicontinental, similar a otros que se generaron durante esta época, que habría surcado la incipiente región subandina, generando un extenso corredor marino y donde la conexión con mar abierto no está del todo claro. De acuerdo con esto, la subcuenca de Tres Cruces habría servido de conexión para que el resto de las subcuencas donde se depositó el Grupo Salta. Estas se habrían inundado con la incursión marina en un muy corto lapso de tiempo (posiblemente sólo unos millones de años o menos), durante la etapa general de *sag*, relacionada con el proceso de *rifting* que afectó la región durante el Mesozoico (véase Capítulo 2).

Las evidencias litofaciales y cartográficas regionales indican que no existía una polaridad de cuenca, con pendientes constantes, sino una topografía de fondo muy exigua, que controlaba una serie de bajos fondos produciendo una notable irregularidad de las líneas de costa. A este paleopaisaje se asociaban altos de basamento desbastados que limitaron depocentros relativamente aislados, y que, con anterioridad, acumularon las series de *sinrift* (del Subgrupo Pirgúa), algunas de espesor significativo (>1000 m). En este marco, durante la transgresión marina, la costa habría sido muy recortada, con entrantes y salientes que habrían propiciado la formación de engolfamientos con diverso grado de restricción y mezcla, apartándose de las condiciones marinas normales u oceánicas (e.g. Holmden et al 1998; Pratt y Holmden, 2008).

La buena evidencia de influencia de mareas dentro del miembro inferior de la Formación Yacoraite, resulta indicativa de una fisiografía compleja, con estrangulamientos y expansiones costeras que pudieron potenciar o amplificar su influencia (Dalrymple et al., 2012; Longithano et al., 2012). Incluso en mares epicontinentales muy alejados del océano abierto (Hay, 2009; Wells et al., 2010; Collins et al., 2018; Dean et al., 2019; Zuchaut et al., 2022) o en mares fuertemente restringidos como la bahía Tiburón y bahías de Hamelin, la actividad de mareas es dominante (Burling, 2003).

La presunción de sincronía de la superficie transgresiva en esta tesis doctoral se apoya sobre criterios estratigráficos y paleogeográficos que indican que el episodio transgresivo habría ocurrido inundando un paisaje carente de relieves y topografías significativas, de interior continental previamente peneplanizado (sin actividad tectónica y sometido a subsidencia térmica remanente, de carácter regional). En el marco de este paisaje, uno de los picos transgresivos globales más altos y documentados a finales del Maastrichtiano (Miller et al., 2003, 2004; Haq, 2014, Cloetingh y Haq, 2015; Ray et al., 2019) habría inundado la región del retroarco andino en el noroeste argentino, con procedencia desde el norte, dando lugar al desarrollo de un mar epírico. Este corredor marino habría alcanzado su máxima penetración en el continente sudamericano, justamente alcanzando la región del noroeste argentino y penerando desde Bolivia (Tasistro Hart et al., 2020).

Concretamente, los estudios sintetizados por Miller et al. (2003 y 2004, véase también Haq, 2014) muestran un notable pico eustático registrado en el *offshore* de Nueva Jersey que identifican entre los 67,1–69 Ma en la Formación Navesink, con caídas sucesivas en los 66,8 y 65,8 Ma, respectivamente. Estas edades son notable y llamativamente coincidentes con la edad recientemente obtenida para el miembro calcáreo inferior en la base de la Formación Yacoraite (Montano et al, 2022). En función de esto el registro marino del NOA se vincula con este evento de fines del Cretácico que habría tenido una duración aproximada de entre 2-2,5Ma

En esta tesis, se sugiere el nombre de “engolfamiento andino” (véase sección 2.4.4 y Fig. 2.12) como denominación para el mar epicontinental desarrollado en la incipiente región del retroarco andino sudamericano con conexión al paleo-Mar Caribe o, alternativamente, al océano Pacífico (Hay, 2009; Boschman, 2021; véase también Wells et al., 2010; Markwick & Valdes, 2004 y Horton, 2018). Aunque no existe un análogo moderno comparable con el engolfamiento andino (pueden hacerse varias generalizaciones útiles para discutir las condiciones y controles que afectaron la región del extremo sur de este mar epicontinental, que alcanzó el noroeste argentino durante el Cretácico y que habría sido fundamental para influenciar la depositación de la Formación Yacoraite.

En el caso análogo norteamericano, el mar interior norteamericano del Cretácico, varios autores (Eschner y Kocurek, 1988; Blakey et al., 1988; Blakey, 2018) han demostrado el avance de costas transgresivas sobre interiores continentales desertizados (en aquel caso, una cuenca de antepaís) a velocidades de centenares de metros a kilómetros diarios en momentos de picos eustáticos. Esto habría ocurrido a velocidades que apenas duplican las del cambio eustático actual (<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1>). Si esto fuese aplicable para el caso del noroeste argentino, donde las condiciones paleogeográficas y del marco tectónico eran propicias, entonces se podría predecir que el registro estratigráfico transgresivo sería casi equivalente a una línea de tiempo (básicamente sincrónico),

desde un punto de vista estratigráfico y es muy posible que haya ocupado todo el NOA, como lo indican los desarrollos estratigráficos de la Formación Yacoraite y su extensión geográfica.

10.7. Evolución paleogeográfica de la cuenca

De acuerdo a la interpretación generada a partir de las múltiples líneas de evidencia consideradas en esta tesis doctoral se propone una evolución paleogeográfica para la Formación Yacoraite en el marco del noroeste argentino. Vale recordar, que de acuerdo al marco evolutivo de la cuenca del Grupo Salta (**Fig. 10.6a**), donde la misma habría estado cursando un estadio de *sag*, es decir de suave subsidencia, el pico transgresivo del Maastrichtiano tardío habría generado el engolfamiento andino. Esta incursión marina habría penetrado en el noroeste argentino (**Fig. 10.6b**) a través de paisajes epicontinentales carente de relieve y topografía local, posibilitando el desarrollo de un mar epírico que amplió los límites de la cuenca, dado que la misma solapa altos estructurales en todos sus depocentros y unidades progresivamente más antiguas hacia los bordes (Gómez Omil et al, 1989).

En particular, el depocentro o subcuenca de Tres Cruces habría estado posicionado en el extremo norte desde donde habría llegado la transgresión. Por esta razón, en esta subcuenca la unidad puede ser sutilmente más antigua que en el resto de las subcuencas. No obstante, como se discutió más arriba y en detalle en el Capítulo 9, las características del contacto basal permiten sugerir una rápida transgresión marina acompañada de erosión retrocedente que, en otros análogos generados en la época, también ocurrieron a gran velocidad. Esto implica que muy posiblemente, la edad de la superficie transgresiva, para la que se sugiere una edad ca. 68 Ma, sea sincrónica y esté dentro de los márgenes de error de las dataciones incluso de alta resolución. Una especulación que sí puede hacerse, es que a pesar de que la transgresión haya sido rápida, no necesariamente la Formación Yacoraite definida como intervalo litoestratigráfica fundamentalmente carbonática (de acuerdo con su definición original de Turner, 1959 y Moreno, 1969) sea sincrónica. Esto puede entenderse en el marco de la gran cuenca del Grupo Salta, si en algunas regiones hubo sistemas fluviales suministrando sedimentos silicoclásticos que pudieran haber retardado su depositación. En estos casos, la expresión litofacial debería haber cambiado (por ejemplo, si hubo influencia estuarina-deltaica), y pueden comprenderse fenómenos de inhibición o retardo local en el inicio de la sedimentación carbonática. Culminado el ciclo transgresivo sobrevino una regresión que en general afecta a la totalidad de los depocentros y se encuentra bien representada en la subcuenca de Tres Cruces a partir de una interrupción de pelitas rojas y moradas con evidencias de pedogénesis que favorecen contextos de planicies fluviales y lagos efímeros con marcada oxidación (**Fig. 10.6c**). Este lapso es correlacionable en todas las columnas (véase Fig. 9.5) y según nuestra interpretación marca un cambio ambiental reflejado en

toda la cuenca a ca. 65 Ma. No obstante, considerando el principio de parsimonia, debe tenerse en cuenta que durante etapas regresivas como esta, es común que queden preservados cuerpos de agua con salinidad variable, más o menos interconectados entre ellos, que pueden persistir como sistemas lacustres por algún tiempo, mientras no exista un drenaje externo u ocurran drásticos cambios climáticos (p.e., aridización). Así, se sugiere que en la etapa posterior al evento regresivo los paleoambientes de la Formación Yacoraite habrían evolucionado a sistemas lacustres (**Fig. 10.6d**), como los sugeridos por otros autores caracterizando la sección media y superior de la unidad (Rohais et al., 2019; Romero Sarmiento et al., 2019; Deschamps et al., 2020; Gomez et al., 2020; Mutti et al., 2023).

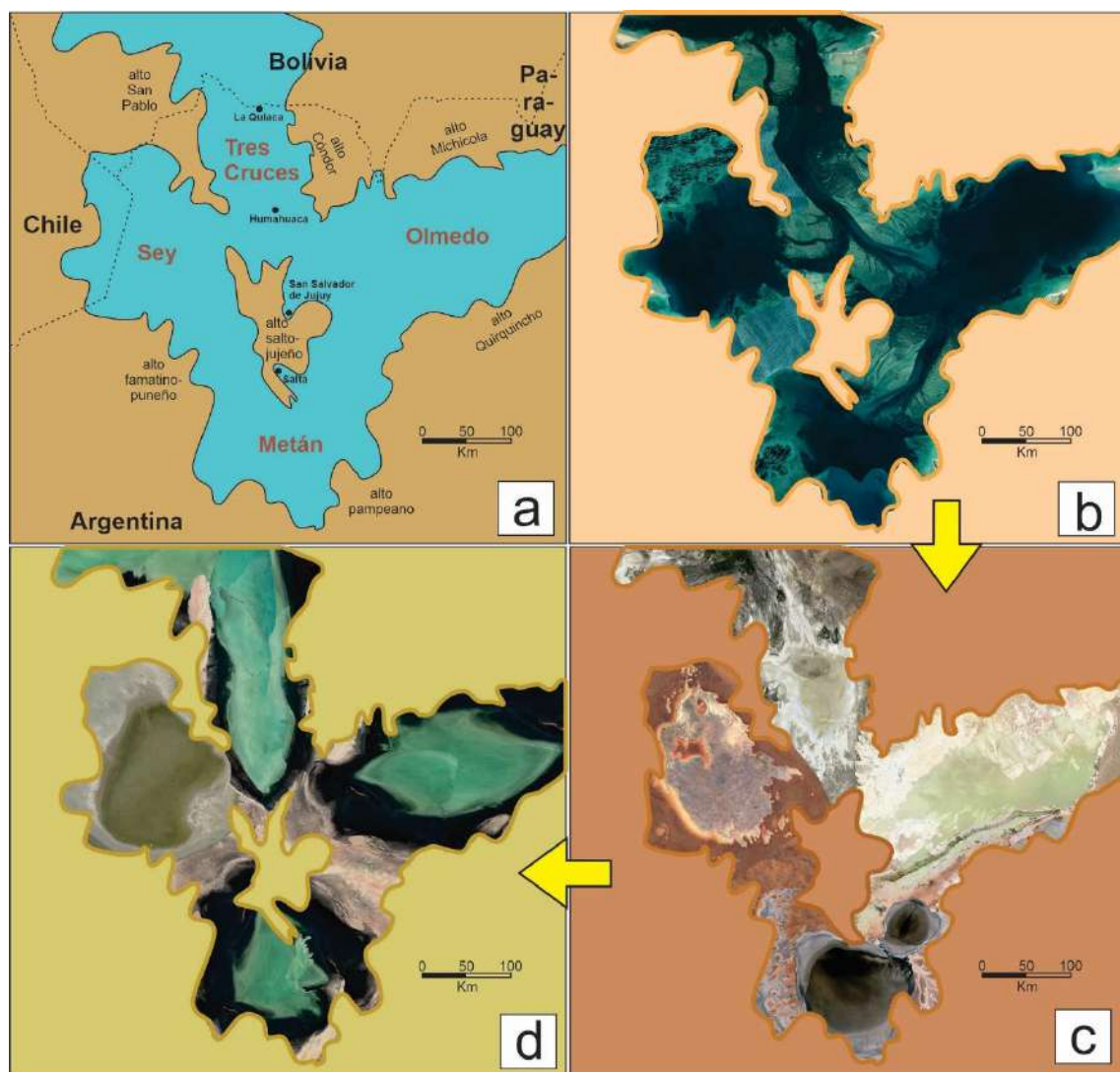


Figura 10.6. Propuesta de evolución paleogeográfica para la Formación Yacoraite en el noroeste argentino. En **a**) mapa base de referencia. En **b**) se muestra el momento en que se produce la inundación marina en la cuenca (\approx ca. 68 Ma). En **c**) se muestra la etapa regresiva donde se produce la continentalización y desconexión marina formándose lagos efímeros (\approx ca. 65 Ma). Finalmente, en **d**) se muestran sistemas lacustres que se forman con posterioridad a la fase regresiva, condicionados por el clima. Todos los diagramas están contruidos ensamblando imágenes reales de sistemas actuales en diversas partes del planeta tierra.

10.8. Potencial influencia de la compactación en la acomodación

Las similitudes litofaciales y diferencias de espesor y arreglo general entre las secciones estudiadas habrían estado vinculadas con factores de acomodación general, inducidos por la herencia del *rifting* previo, es decir por compactación diferencial (Coe 2003). Esto resulta sencillo de entender cuando uno analiza columnas potencialmente ubicadas en regiones de borde (como el caso de Yavi) y centro de hemigrábenes del sinrift como los casos del Espinazo del Diablo u Hornocal. Son estas últimas regiones las que acumulan y permiten preservar horizontes de tobas y mayores proporciones de calcipelitas, lo que permite explicar acomodación, producto de compactación diferencial. La compactación de los sedimentos a lo largo del tiempo es un mecanismo adicional por el cual puede haber un notable incremento del espacio de acomodación. Resulta difícil separar los efectos de la compactación diferencial de los de la subsidencia tectónica. La compactación es el cambio en las dimensiones de un volumen de sedimento producido por la reducción del espacio poroso en una estructura sólida (los sedimentos) como resultado de la carga. La carga comúnmente toma la forma del peso gravitacional de una columna suprayacente de sedimento saturado de agua. Se supone que la compactación causa un acortamiento vertical (reducción de espesor) de la capa de sedimento sin cambios en las direcciones horizontales, por lo que es una deformación uniaxial (Allen y Allen 2013). La compactación mecánica de areniscas y conglomerados puede causar una reducción de hasta el 30 % en el volumen de sedimentos, mientras que la deshidratación de lutitas puede hacer que el volumen de sedimentos disminuya hasta en un 80 % (Giles, 1997) y las tobas de hasta 100%. Y lo más importante, es que la mayor parte de esta reducción de volumen ocurre dentro de los primeros centenares de metros de profundidad (Bond y Kominz, 1984; Magnus Wangen 2010) a partir de la dependencia que la porosidad tiene con la profundidad. En consecuencia, incluso si el nivel relativo del mar hubiese permanecido constante, con una columna de agua de reducido espesor y cesara la sedimentación, habría un incremento de la disponibilidad de espacio de acomodación y aumentaría la profundidad, sólo debido a la compactación de los sedimentos. Esto ha sido documentado incluso en sistemas modernos como el del delta del Mississippi donde los lóbulos abandonados subsiden rápidamente (Leeder, 1999). En el caso de los mares epicontinentales, como el aquí interpretado, la herencia de una etapa previa de *rifting* con enormes espesores sedimentarios localizados, favorece la distribución dispar de espesores en las etapas posteriores de tranquilidad (*sag*). Así, mientras opera un hundimiento de gran longitud de onda de carácter termoremanente, junto a una señal eustática global que facilita el episodio transgresivo, también opera la compactación diferencial, logrando generar más espacio adicional, allí donde las columnas previas del *sinrift* fueron más espesas.

Es claro también, que la generación de espacio por efectos de una subsidencia homogénea y lenta puede ser contrarrestado fácilmente en el caso un sistema carbonático saludable, como habría sido el del miembro inferior calcáreo, donde la productividad con frecuencia superó la generación de espacio. Esto habría generado la recurrente exposición y emersión del sistema que, de no cambiar las condiciones de contorno, pausaría la producción periódicamente. Esto puede suceder sin necesidad de recurrir a fluctuaciones de menor orden superpuestas para explicar las frecuentes superficies de exposición a través de la unidad y, en este sentido, permitiría explicar la recurrencia mediante un mecanismo autocíclico. Sin embargo, en presencia de sedimentos detríticos y suministros limo-arenosos pelíticos, es claro que otro factor está influyendo de manera independiente, generando el suministro de finos al sistema.

10.9. La Formación Yacoraite en un marco con escasa acomodación

En esta tesis doctoral dos argumentos fundamentales en favor de una escasa acomodación son sugeridos. Primero, cual es la frecuencia de exposición subaérea señalada por la evidencia litofacial, incluyendo desecación-costrificación-brechamiento-microkarstificación, junto con la evidencia petrográfica de fuerte reciclado de los depósitos indicada por la complejidad de ooides presentes en la unidad (Coppa Vigliocco et al., 2022). Segundo, la notable variedad de brechas y rudstones indicando reciclado, en oportunidades sirviendo de núcleos para el desarrollo de oncoides gigantes. Esto no puede, sin embargo, generalizarse dado que, desconociendo la tasa de producción del sistema, puede interpretarse como producto de fuerte desequilibrio generado a partir de una altísima productividad. Pero, considerando el conjunto de las dos evidencias, indicativas de reiteradas pausas en la sedimentación, se puede concluir que la unidad se desarrolló dentro de un marco geológico que admitió reducida acomodación y esto parece ser independiente del ambiente depositacional. El análisis de detalle de la diversidad de ooides presentes en la unidad y la diversidad de litotipos que los contienen ayuda a advertir que fenómenos de condensación sedimentológica (Gómez y Fernandez Lopez, 1994) han sido muy frecuentes. En la literatura estos procesos de *averaging* (Kidwell, 1985, 1986a y b, 1988, 1991) permiten interpretar un notable reciclado de los materiales que generan gran complejidad textural y una diversidad de formas heredadas de las distintas etapas condensadas y preservadas en un único nivel estratigráfico. Estos ejemplos pueden, desde el punto de vista estratigráfico ser condensados en una roca como sería el caso de algunos de los depósitos carbonáticos oolíticos propios de la Formación Yacoraite (Fig. 5.44).

Esta complejidad puede quedar también registrada a nivel estratigráfico y su representación sería similar a la complejidad que quedó registrada en el interior del oeste norteamericano, en un caso muy que ha sido ampliamente documentado (Véase Capítulo 9) y es similar al aquí analizado. Así, no sólo es posible

interpretar que dicha transgresión podría haber sido fundamentalmente sincrónica sino predecir que en otras regiones del NOA la relación estratigráfica podría ser similar, al menos en relación con la superficie transgresiva, aunque no necesariamente con una serie transgresiva idéntica. Esto último depende de la diversidad paleoambiental que haya influenciado los sistemas costeros, como puede verse en las costas actuales de Australia (Ryan et al., 2003). Allí, en paralelo, y dependiendo de las condiciones de suministro local (fluencia de ríos), se desarrollan engolfamientos con o sin suministro detrítico directo, que bajo condiciones climáticas propicias generarían factorías carbonáticas como las registradas en la Formación Yacoraite. Esto, asimismo, permitiría explicar las faunas de mezcla, considerando elementos como restos de carófitas, foraminíferos, bivalvos y peces, y al mismo tiempo otros grupos como los ostrácodos, que resultan altamente euritópicos. Lo mismo sucede con que las comunidades microbiales que dieron lugar a la formación de estromatolitos. Obviamente, en estos marcos ambientales mixtos la diversidad de huellas de dinosaurios, avianas y restos de vertebrados (e.g., *Saltenia ibanezi*, Scanferla et al. 2011) pueden ser considerados como normales.

10.10. A futuro ¿Qué?

Existen algunas consideraciones que será necesario profundizar a futuro, algunas de las cuales resultan también fundamentales desde un punto de vista aplicado. Entre ellas resalta la necesidad de comprobar las edades a nivel de toda la cuenca y en este sentido la metodología moderna empleada por Montano et al (2022) puede resultar pertinente y muy promisoría para resolver el problema de la sincronía de este evento. A la vez, dataciones de alta resolución permitirán convalidar la sincronía y diacronía de los sistemas depositacionales, no necesariamente equivalentes a la edad de la superficie transgresiva y, dependientes de las modificaciones paleogeográficas de cada subcuenca. Desde el punto de vista aplicado resulta significativo no encasillar los ejemplos en análogos sin haber agotado las posibilidades existentes y en virtud de un profundo análisis geográfico en la búsqueda de análogos o potenciales analogías. En relación con esto, la posibilidad de que el engolfamiento andino represente un sistema marino epicontinental tan especial (prácticamente anactualista), abre la posibilidad de integrar la variación de facies y de faunas existentes en marcos excepcionales, propios de los mares epicontinentales y diferentes de los ambientes de plataformas marinas abiertas. Este análisis permite a futuro, justamente profundizar en aspectos geoquímicos y en su aplicación al registro estratigráfico, como se ha intentado en el presente estudio, para utilizar y discutir argumentos independientes del registro paleontológico y sedimentológico en estratigrafía de cuencas.

Capítulo 11: Conclusiones

En esta tesis se propone que la Formación Yacoraite, en la subcuenca de Tres Cruces, posee al menos una primera secuencia estratigráfica de carácter marino y por encima de ella se desarrollan intervalos continentales de diferente naturaleza, involucrando, barreales y registros lacustres mixtos.

En esta tesis doctoral, se analizaron seis secciones estratigráficas de la Formación Yacoraite en localidades de la provincia de Jujuy, correspondientes a la subcuenca de Tres Cruces. Las localidades incluyen Homocal, Espinazo del Diablo, Yavi, Tres Cruces, Jueya y Calilegua, constituyendo para el caso de la primera, los primeros análisis estratigráficos de detalle. Se propuso a la sección de Espinazo del Diablo como un paraestratotipo debido a sus características excepcionales a nivel de subcuenca.

Del resultado del análisis petrográfico resalta que las facies carbonáticas (especialmente *grainstones* oolíticos), muestran abundancia y diversidad de ooides extremadamente altas (Coppa Vigliocco et al 2022), especialmente en el miembro calcáreo inferior. Además de las consideraciones texturales y microfaciales de cada litología, el estudio analítico de ooides desde el punto de vista morfométrico, estructural y composicional, permitió reconocer de manera novedosa procesos genéticos relacionados con otras variables de control además de la energía del medio (por ejemplo, rasgos pedogenéticos). Como resultado de este análisis se propuso una clasificación que integra aspectos descriptivos de ooides y facies oolíticas, la identificación de patrones de forma, estructura y composición, y el reconocimiento de complejos procesos y condiciones ambientales genéticamente interrelacionados.

Se implementó un estudio mineralógico y geoquímico de roca total para identificar elementos mayoritarios, minoritarios y elementos trazas, con especial atención a las tierras raras (RREE y REYs), enfocándose en el intervalo carbonático basal. Se concluye preliminarmente que las anomalías presentes en las REY de la Formación Yacoraite son sugestivas de una señal marina, que se ha visto afectada por procesos en un ambiente epicontinental, quizás con diferentes grados de restricción, donde la señal marina es progresivamente atenuada y potencialmente tendería a desaparecer (ver Capítulo 6).

Las evidencias sugieren una paleogeografía de bordes de geometría compleja (con entrantes y salientes pronunciados), que dieron lugar a un mosaico de diferentes condiciones depositacionales a nivel muy local o restringido, lo cual explicaría la variación lateral de facies verificables aún en el miembro carbonático inferior. La unidad se habría desarrollado en general bajo condiciones restringidas de espacio de acomodación teniendo en cuenta las frecuentes evidencias de exposición subaérea y la alta productividad de la fábrica carbonática en general.

Respecto del miembro carbonático inferior, la correlación general entre los perfiles levantados indica un gradiente general norte-sur, y en cierta medida oeste-este, en la relación de carbonatos versus clásticos.

Desde el punto de vista sedimentológico, el análisis de facies, incluyendo la factoría carbonática y la notable influencia de mareas en la generación de estructuras sedimentarias, indica sistemas depositacionales marinos someros de circulación restringida. Desde el punto de vista estratigráfico, resalta en el mismo sentido la marcada continuidad lateral de este miembro a nivel regional y la naturaleza de sus contactos limitantes. Estos últimos, permiten interpretar una incursión marina de ciclos transgresivos-regresivos y se consideran superficies diagnósticas desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial. Particularmente la superficie basal, limitante con la Formación Lecho (Astini et al 2020), resulta indicativa de procesos erosivos asociados con una transgresión marina, sugiriendo que se trata de una superficie de biselamiento cubierta y solapada, a nivel regional, por coquinas y depósitos residuales típicamente transgresivos. La superficie del tope de este intervalo carbonático representa una exposición prolongada, que indica karstificación y retrabajo notable en ambientes subaéreos. Ésta, constituye un límite de secuencia indicando el final de la incursión marina propiamente dicha.

Esta interpretación está apoyada además por las evidencias del análisis geoquímico de RREE y REYs, incluyendo enriquecimiento de HREE respecto a LREE, anomalías de Y, y relaciones Y/Ho supercondríticas e incluso (hasta cierto punto) anomalías negativas de Ce y positivas de Eu y Gd. Por otra parte, evidencias independientes de geoquímica orgánica basadas en los tipos de kerógenos e hidrocarburos indican también condiciones marinas, destacándose que el contenido en gammacerano indica estratificación por hipersalinidad (Ruiz-Monroy, 2021).

La transgresión inicial de la unidad, con la instalación inmediata de una fábrica carbonática extremadamente productiva, se habría desarrollado sobre un paisaje carente de relieves y topografías significativas, de interior continental previamente peneplanizado (sin actividad tectónica y sometido a subsidencia térmica remanente, de carácter regional). Para explicar la distribución de facies en el miembro inferior calcáreo se hipotetiza un paleoambiente análogo al de Hamelin Pool, en Shark Bay, oeste de Australia (Fig. 10.4). Con posterioridad, hacia la parte media y superior sólo se desarrollaron en el marco de un paisaje peneplanizado, propio de una etapa de *sag*, sistemas lacustres mixtos fundamentalmente controlados por el clima, el espacio de acomodación posiblemente vinculado con la compactación y las interrelaciones entre suministro detrítico y fábrica carbonática. Además de un cambio notable hacia el registro de facies siliciclásticas que indican un gran control por aporte terrígeno, representado por margas y calcipelitas en paquetes de alternancia variable, la interpretación de un sistema lacustre mixto, se apoya en la gran variabilidad lateral de las facies, asociaciones de facies e indicadores geoquímicos. El análisis de facies apoya el desarrollo de lagos parcialmente carbonatados en balance hidrológico y condiciones de estabilidad, como para permitir la coexistencia de precipitación de carbonatos superpuesta a la decantación de finos terrígenos sin abundancia de materia orgánica en regiones interiores (facies profundas), a la vez que

en las regiones marginales continuaron desarrollándose sistemas estromatolíticos. El modelo ambiental para este tramo medio-superior de la unidad es comparable con los conocidos intervalos microbialíticos de la cuenca eocena de Green River en Norteamérica.

Esto se sustenta en criterios litofaciales, estratigráficos y geoquímicos. Entre los primeros, el análisis de facies permite interpretar mayor afinidad con sistemas depositacionales someros de ambientes marinos, incluyendo la influencia notable de mareas. Desde el punto de vista estratigráfico, resalta la marcada continuidad del miembro inferior a nivel regional (en contraposición con los miembros que le siguen) y la naturaleza de sus contactos limitantes. Estos últimos, permiten interpretar una incursión marina del tipo de los ciclos transgresivos-regresivos y se consideran superficies diagnósticas desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial. Por un lado, la superficie basal, limitante con la Formación Lecho, resulta indicativa de procesos erosivos asociados con la transgresión, sugiriendo que se trata de una superficie de biselamiento erosiva. La misma es cubierta y solapada, a nivel regional, por coquinas y depósitos residuales típicamente transgresivos. La superficie del tope constituye una de exposición prolongada, indicando karstificación y retrabajo notable en ambientes subaéreos. Ésta, constituiría un límite de secuencia indicando el final de la incursión marina, propiamente dicha. Con posterioridad, sólo se desarrollaron en el marco de un paisaje peneplanizado, propio de una etapa de *sag*, sistemas lacustres controlados por el clima y el suministro detrítico, donde alternan sistemáticamente paquetes detríticos.

Esta interpretación resulta totalmente consistente con los datos muestreados y evaluados a partir de tierras raras y con aquellos disponibles sobre geoquímica orgánica a través de la unidad.

Finalmente, el nuevo rango temporal para la Formación Yacoraite indica que la influencia marina en el miembro inferior calcáreo resulta plenamente consistente con un pico del nivel del mar reconocido a nivel global durante la terminación del Maastrichtiano, aproximadamente entre 68 y 65 Ma, que generó en el marco proto-andino un mar epicontinental, denominado engolfamiento andino, que penetró en el noroeste argentino.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, S.T., 1998. Transgressive systems tracts and onlap shellbeds from mid-Pleistocene sequences, Wanganui Basin, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 253–268.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110048>
- 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.
- 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.
- Aceñolaza F.G., 1968. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 207–222.
- Acevedo, H. y Bande, A., 2018. Characterization of lower Vaca Muerta at Fortín de Piedra in Neuquén Basin. *The Leading Edge*, 37: 255–260.
- 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.
- Aigner, D.K., 1985. Storm depositional systems: Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture notes in Earth Science*, 3, 174pp.
- Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 1163–1178.
- Algeo, T.J., Heckel, P.H., Maynard, J.B., Blakey, R.C., Rowe, H., 2008. Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. *Geological Association of Canada Special Paper, Dynamics of Epeiric Seas* 48, 7–38.
- Alibo, D. S., y Nozaki, Y., 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et cosmochimica acta*, 63(3-4), 363-372.
- Allen, J. R., 1971. A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala esker. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 53(3-4), 157-187.

- Allen, J. R., 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the Geological Society*, 129(5), 537-541.
- Allen, J.R.L. y Williams, B.P.J., 1981. *Beaconites antarcticus*: a giant channel-associated trace fossil from the Lower Old Red Sandstone of South Wales and the Welsh Borders. *Geological Journal*, 16(4): 255–269.
- Allen, J.R.L., 1982. Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 306(1493): 291–345.
- Allen, J. R. L., 1991. The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 61(2), 291-295.
- Allen, M.A., Goh, F., Burns, B.P. y Neilan, B.A., 2009. Bacterial, archaeal and eukaryotic diversity of smooth and pustular microbial mat communities in the hypersaline lagoon of Shark Bay. *Geobiology*, 7: 82–96.
- Allen, M.A., Neilan, B.A., Burns, B.P., Jahnke, L.L. y Summons, R.E., 2010. Lipid biomarkers in Hamelin Pool microbial mats and stromatolites. *Organic Geochemistry*, 41(11): 1207-1218.
- Allison, P.A. y Wells, M.R., 2006. Circulation in large ancient epicontinental seas: What was different and why? *Palaios*, 21(6): 513–515.
- Alonso-Zarza, A. M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4), 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P., 2010. Palustrine carbonates. *Developments in Sedimentology*, 61: 103–131.
- Álvarez, L.W., Álvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095–1108.
- Alsharhan, A. S., y Kendall, C. S. C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61(3-4), 191-243.
- Amorosi, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 65(4b): 419–425.
- Amos, C.L., 1995. Siliciclastic tidal flats. In *Developments in Sedimentology*, 53: 273–306.
- Anderson, N.T., Cowan, C.A. y Bergmann, K.D., 2020. A case for the growth of ancient ooids within the sediment pile. *Journal of Sedimentary Research*, 90(8): 843–854.
- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H. y Kakegawa, T., 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary $\delta^{18}\text{O}$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260(3–4): 463–476.
- Andres, M.S. y Reid, R.P., 2006. Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology*, 185(3–4): 319–328.
- Archibald, J.D., Clemens, W.A., Padian, K., Rowe, T., Macleod, N., Barrett, P.M., ... y Sahni, A., 2010. Cretaceous extinctions: multiple causes. *Science*, 328(5981): 973–973.

- Argüello Scotti, A. y Veiga, G.D., 2015. Morphological characterization of an exceptionally preserved eolian system: the cretaceous Troncoso inferior member in the Neuquén Basin (Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(1): 29–46.
- Ariztegui, D., Plee, K., Farah, R., Menzinger, N. y Pacton, M., 2012. Bridging the gap between biological and sedimentological processes in ooid formation: Crystalizing FA FOREL's vision. *Archives des Sciences*, 65: 93–102.
- Arnott, R. W., y Southard, J. B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Research*, 60(2), 211-219.
- Arp, G., 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, southern Germany). *Facies*, 33: 35–89.
- Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. y Anguita, F., 2012. El evento del límite Cretácico/Terciario y la navaja de Occam. *Enseñanza de las ciencias de la tierra*, 20(3): 218–228.
- Assereto, R. L., y Kendall, C. G., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24(2), 153-210.
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1995. Estructuras de corte y relleno en secuencias de plataforma: su significado paleoecológico y tafonómico (Ordovícico de la Cordillera Oriental, Argentina). *Ameghiniana*, 32(1): 41–55.
- Astini, R.A., 2008. "Transecta Humahuaca-Zenta-Santa Ana" en Roberto Hernández y Ricardo Astini (Editores), 2008. Guía de Campo "Transecta estratigráfica de la Cordillera Oriental, Latitud 23°30' S". Viaje de Campo Pre-congreso, XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy. 14 pp.
- Astini, R.A., Vigliocco, A.C. 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.
- Astini, R.A., Waisfeld, B.G., Toro, B.A. y Benedetto, J. L., 2004. El Paleozoico inferior y medio de la región de Los Colorados, borde occidental de la Cordillera Oriental (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(2): 243–260.
- Awramik, S.M., 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, 174(4011): 825–827.
- Awramik, S.M., 1982. The pre-Phanerozoic fossil record. *Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere*: 67–81. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Awramik, S.M., 1992. The oldest records of photosynthesis. *Photosynthesis research*, 33(2): 75–89.
- Awramik, S. M., y Riding, R., 1988. Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 85(5), 1327-1329.
- Bailey, R.J., 1998. Stratigraphy, meta-stratigraphy and chaos. *Terra Nova*, 10: 222-230.
- Banner, J. L., y Hanson, G. N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 3123-3137.

- Barrat, J. A., Bayon, G., y Lalonde, S. (2023). Calculation of cerium and lanthanum anomalies in geological and environmental samples. *Chemical Geology*, 615, 121202.
- Barrell, J., 1917. Rhythms and the measurements of geologic time. *Bulletin of the Geological Society of America*, 28(1): 745–904.
- Barrett, P.J., 1980. The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, 27: 291–303.
- Barron, E.J., Fawcett, P.J., Peterson, W.H., Pollard, D. y Thompson, S.L., 1995. A “simulation” of Mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography*, 10: 953–962.
- Batchelor, M.T., Burne, R.V., Henry, B.I., Li, F. y Paul, J., 2018 A biofilm and organomineralisation model for the growth and limiting size of ooids. *Scientific reports*, 8: 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18908-4>.
- Bathurst, R.G.C., 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5(1): 15–32.
- Bathurst, R.G.C., 1967. Oölitic films on low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Marine Geology*, 5: 89–109.
- Bathurst, R.G.C., 1972. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, 633 pp.
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 323–333.
- Bau, M., y Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1-2), 37–55.
- Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R. y Mahboubi, A., 2015. Depositional processes of ribbon carbonates in middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, central Alborz). *Facies*, 61: 1–18.
- Bayon, G., Lemaitre, N., Barrat, J.A., Wang, X., Feng, D. y Duperron, S., 2020. Microbial utilization of rare earth elements at cold seeps related to aerobic methane oxidation. *Chemical Geology*, 555: 119832. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119832>
- Beasley, C.J., Fiduk, J.C., Bize, E., Boyd, A., Frydman, M., Zerilli, A., Dribus, J.R., Moreira, J.L.P. y Capeliero Pinto, A.C., 2010: Brazil's subsalt play. *Oilfield Review*, 22(3): 28–37.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.005>.
- Beerbower, J. R., 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169(1): 31–32.
- Beil, S., Kuhnt, W., Holbourn, A., Scholz, F., Oxmann, J., Wallmann, K., ... y Chellai, E. H., 2020. Cretaceous oceanic anoxic events prolonged by phosphorus cycle feedbacks. *Climate of the Past*, 16(2): 757–782.
- Belkhedim, S., Munnecke, A., Benhamou, M., Nemra, A. y Sadjji, R., 2019. Challenging asymmetric cements as indicators of vadose diagenesis: “pseudo-gravitational” cements from the lower Pliensbachian of the Traras Mountains in NW Algeria. *Facies*, 65: 12–35.

- Benavides-Cáceres, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. En *Geology and Ore deposits of the Central Andes*, Skinner, B.J. (Ed.). Special Publication of the Society of Economic Geologists, 7: 61–107.
- 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.
- Berg, G., 1944. Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. Reichsampt f. Bodenf., Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 76, 128 pp.
- Beukes, N.J., 1983. Ooids and oolites of the Proterophytic Boomplaas Formation, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa. En *Coated Grains*, Peryt, T.M. (Ed.): 199–214. Springer, Berlin.
- Bhattacharya, J.P., 1993. The expression and interpretation of marine flooding surfaces and erosional surfaces in core; examples from the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. En *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. y Allen, G.P. (Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 18: 125–160.
- Bianucci, H., Acevedo, O. y Cerdán, J., 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). *Actas VIII Congreso Geológico Argentino*, 3: 159–172.
- Bianucci, H., Homoc, J.F. y Acevedo, O.M., 1982. Inversión tectónica y plegamientos resultantes en la comarca Puesto Guardian-Dos Puntitas, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Congreso Nacional de Hidrocarburos. Exploración*, 1: 23–30.
- Blakey, R.C. y Ranney, W.D., 2018. The continental arc, Sevier orogeny, Western Interior Seaway and flat-slab subduction: Cretaceous period: Ca. 145–65 Ma. *Ancient Landscapes of Western North America: A Geologic History with Paleogeographic Maps*: 103–130.
- Blakey, R.C., Fielding, C.R., Frank, T.D. y Isbell, J.L., 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup—A 500 my odyssey. *Geological Society of America Special Papers*, 441: 1–28.
- Blakey, R.C., Peterson, F. y Kocurek, G., 1988. Synthesis of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the Western Interior of the United States. *Sedimentary Geology*, 56(1–4): 3–125.
- Blott, S.J. y Pye, K., 2008. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 55: 31–63.
- Boersma, J. R., y Terwindt, J. H. J., 1981. Neap–spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28(2), 151-170.
- Bogdanic, T., 1990. Kontinentale Sedimentation der Kreide und des Alttertiärs im Umfeld des subduktionsbedingten Magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21°–23° S), 123. Fachbereich Geowiss., FU.
- 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.

- Bohacs, K.M., Carroll, A.R. y Neal, J.E., 2003. Lessons from large lake systems—Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. En *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time*, Chan, M.A. y Archer, A.W. (Eds.). Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 370: 75–90.
- Bojanowski, M.J., Jaroszewicz, E., Košir, A., Łoziński, M., Marynowski, L., Wysocka, A. y Derkowski, A., 2016. Root-related rhodochrosite and concretionary siderite formation in oxygen-deficient conditions induced by a ground-water table rise. *Sedimentology*, 63(3): 523–551.
- Boll, A. y Hernández, R.M., 1985. Área Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación con objetivo exploratorio. Inédito YPF. Buenos Aires.
- Boll, A. y Hernández, R.M., 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 7: 2–14.
- Boll, A., Omil Gómez, R.J. y Hernández, R.M., 1989. Síntesis estratigráfica del Grupo Salta. Anexo 1 y 2. YPF Gerencia de Exploración, Cuenca Noroeste. Comisión Geológica N°6, departamento geológico norte. Inédito YPF. Buenos Aires.
- Bonaparte J.F. y Powell J.E., 1980. A continental assemblage of tetrapods from the Upper Cretaceous beds of El Brete, northwestern Argentina (Sauropoda–Coelurosauria–Carnosauria– Aves). *Memorias de la Sociedad Geológica de Francia*, 139: 19–28
- Bonaparte, J.F., 1984. Late Cretaceous faunal interchange of terrestrial vertebrates between the Americas. *Symposium on Mesozoic terrestrial ecosystems*, 3: 19–24.
- Bonarelli, G., 1913. Las sierras subandinas del Alto y Aguara Güe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. *Talleres de publicaciones de la Dirección de meteorología. Secretaría de Geología y Minería*, 8: 1–50.
- Bontognali, T.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J. y McKenzie, J.A., 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57(3): 824–844.
- Boschman, L.M., 2021. Andean mountain building since the Late Cretaceous: A paleoelevation reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 220: 103640. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103640>
- Boso, M.A., Brandán, E.M. y Salfity, J.A., 1984. Estratigrafía y paleoambientes del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en la comarca de Brealito, provincia de Salta. *Congreso Geológico Argentino*, 9(1984): 108–123.
- Bown, M.T., 1982. Ichnofossils and rhizoliths of the nearshore fluvial Jebel Qatrani Formation (Oligocene), Fayum Province, Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40: 255–309.
- Boyd, R., Dalrymple, R. y Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80: 139–150.
- Brackebusch, L., 1883. *Viaje a la provincia de Jujuy: discursos pronunciados en el Instituto geográfico argentino (Sección Córdoba)*. Imprenta de PE Coni.
- Brackebusch, L., 1891. *Mapa Geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000*. Academia Nacional de Ciencias.

- Braga, J.C., Martín, J.M. y Riding, R., 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, S.E. Spain. *Palaios*, 10: 347–361.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B. y Giuliani, G., 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4): 391–407.
- Braszus, B., Goes, S., Allen, R., Rietbrock, A., Collier, J., Harmon, N., ... y Wilson, M., 2021. Subduction history of the Caribbean from upper-mantle seismic imaging and plate reconstruction. *Nature communications*, 12(1): 4211. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24413-0>
- Brehm, U., Krumbein, W.E. y Palinska, K.A., 2006. Biomicrospheres generate ooids in the laboratory. *Geomicrobiology Journal*, 23: 545–550.
- Brett, C. E., y Baird, G. C., 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 207-227.
- Browne, G.H., 2009. First New Zealand record of probable dinosaur footprints from the Late Cretaceous North Cape Formation, northwest Nelson. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 52(4): 367–377.
- Brückmann, F.E., 1721. Specimen physicum exhibens historiam naturalem oolithi seu ovariorum piscium and concharum in saxa mutatorum. *Typis Salomonis Schnorrii*.
- Bruun, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, 88(1): 117–130.
- Bunevich, R.B., Borghi, L., Gabaglia, G.P., Terra, G.J., Freire, E.B., Lykawka, R. y Fragoso, D.G., 2017. Microbialitos da Sequência Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina: caracterização de intrabioarquitecturas e de microciclos. *Pesquisas em Geociências*, 44(2): 177-202.
- Burgess, P.M., 2016. Identifying ideal stratigraphic cycles using a quantitative optimization method. *Geology*, 44(6): 443–446.
- Burling, M.C., Pattiaratchi, C.B. y Ivey, G.N., 2003. The tidal regime of Shark Bay, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(5–6): 725–735.
- Burne, R. V. y Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2(3): 241–254.
- Burne, R.V. y Johnson, K., 2012. Sea level variation and the zonation of microbialites in Hamelin Pool, Shark Bay, Western Australia: *Marine and Freshwater Research*, 63: 994–1004.
- Burne, R.V., Eade, J.C. y Paul, J., 2012. The Natural History of Ooliths: Franz Ernst Brückmann's treatise of 1721 and its significance for the understanding of oolites. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 35: 93–114.
- Burns, B.P., Goh, F., Allen, M. y Neilan, B.A., 2004. Microbial diversity of extant stromatolites in the hypersaline marine environment of Shark Bay, Australia. *Environmental Microbiology*, 6: 1096–1101.
- Calvo, J.O., González Riga, B.J., Apesteguía, S. y Tomaselli, M.B., 2022. Sauropod Ichnology: Overview and New Research Lines from a South American Perspective. En *South American Sauropodomorph Dinosaurs: Record, Diversity and Evolution*, Otero, A., Carballido, J.L. y Pol, D. (Eds.): 503–540. Springer Earth System Sciences.

- Camacho, H.H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(4): 253–280.
- Campbell, C. V., 1966. Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentary Research*, 36(3), 825–828.
- Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M. y Deconinck, 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.
- Capezzuoli, E., Gandin, A. y Pedley, M., 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1): 1–21.
- Caputo, M.P., 1995 Sedimentary architecture of Pleistocene eolian calcarenites, San Salvador Island, Bahamas. En *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*, Curran, H.A. y White, B., (Eds.). Geological Society of America, Special Papers, 300: 63–76.
- Carlé R.J., Di Persia O.E. y Olivieri G.A., 1989. Análisis geológico y petrolero del sector noroeste de la provincia de Formosa, República Argentina. *Actas 1^{er} Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 163–185
- Carozzi, A.V., 1957. Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites: l'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Bulletin de l'Institut National Genevois*, 58: 3–52.
- Carozzi, A.V., 1961. Distorted oolites and pseudoolites. *Journal of Sedimentary Research*, 31(2): 262–274.
- Carozzi, A.V., 1962. Cerebroid oolites. *Transactions of the Illinois State Academy of Science*, 55(2–3): 239–249.
- Carozzi, A.V., 1962. Observations on algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah. *The Journal of Geology*, 70(2): 246–252.
- Carozzi, A.V., 1963. Half-moon oolites. *Journal of Sedimentary Research*, 33(3): 633–645.
- Carozzi, A.V., 1964. Complex ooids from Triassic Lake deposit, Virginia. *American Journal of Science*, 262(2): 231–241.
- Carrera, N. y Muñoz, J.A., 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1): 77–100.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Mon, R. y Roca, E., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology*, 28(11): 1921–1932.
- Carroll, A.R. y Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls: *Geology*, 27: 99–102.
- Carroll, A.R. y Bohacs, K.M., 2001, Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85: 1033–1053.
- Castaños, A., Pinedo, R. y Salfity, J. 1975. Nuevas consideraciones sobre la Formación Yacoraite del Cretácico Superior del norte argentino. *Revista Técnica YPF Bolivianos, Publicación Especial*, 4(3): 31–59.
- Cattaneo, A. y Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4): 187–228.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 386 pp.

- Catuneanu, O., 2017. Sequence stratigraphy: Guidelines for a standard methodology. En *Stratigraphy and Timescales*, Montenari, M. (Ed.): 1–57. Academic Press, Reino Unido.
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188: 312–388.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., And Winker, C., 2009. Toward the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. y Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletter on Stratigraphy*, 44(3): 173–245.
- Cazau, L., Cellini, N. y Oliver, G.J., 1976. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 311–355.
- Ceolin, D., Batista dos Santos, M.A., Terra, G.J., Carnier Frago, D., Bunevich, R.B., Fauth, G., Hernández, J.I. y Hernández, R.M., 2022. Ostracods from upper Yacoraité Formation (Danian), Salta Basin, Western Argentina: Taxonomy and paleoenvironmental indicators of climatic signals in lacustrine deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 116 (2022) 103836.
- Charcosset, P., Combes, P. J., Peybernes, B., Ciszak, R. y Lopez, M., 2000. Pedogenic and karstic features at the boundaries of Bathonian depositional sequences in the Grands Causses area (southern France): stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1), 255-264.
- Chan, M.A. y Kocurek, G., 1988. Complexities in eolian and marine interactions: processes and eustatic controls on erg development. *Sedimentary Geology*, 56: 283–300.
- Chanda, S.K., Bhattacharyya, A. y Sakar, S., 1977. Deformation of ooids by compaction: implications for lithification. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1577–1585.
- Chatalov, A.G., 2005. Aragonitic-calcitic ooids from Lower to Middle Triassic peritidal sediments in the Western Balkanides, Bulgaria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie–Abhandlungen*: 87–110. <https://10.1127/njgpa/235/2005/87>.
- Chen, J., Algeo, T. J., Zhao, L., Chen, Z. Q., Cao, L., Zhang, L., y Li, Y., 2015. Diagenetic uptake of rare earth elements by bioapatite, with an example from Lower Triassic conodonts of South China. *Earth-science reviews*, 149, 181-202.
- Cherroni, C., 1977. El sistema Cretácico en la parte boliviana de la cuenca cretácica andina. *Revista Técnica YPF*, 6(12): 5–46.
- Chiarella, D., 2016. Angular and tangential toeset geometry in tidal cross-strata: An additional feature of current-modulated deposits. In *Contributions to modern and ancient tidal sedimentology: Proceedings of the tidalites 2012 conference* (pp. 191-201). Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.

- Chidsey, T.C.Jr., Van den Berg, M.D. y Eby, D.E., 2015. Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. En *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*, Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T. y Vining, B.A. (Eds). Geological Society, London, Special Publication, 418: 261–286.
- Choquette, P.W. y Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in Sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, 54(2): 207–250.
- Claeys, P., Kiessling, W., y Alvarez, W., 2002. Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Special Papers-Geological Society of America*, Special Paper 356: 55–68.
- Clebsch Kuhn, C.A., 1991. The geological evolution of the Paraguayan Chaco. [Tesis de doctorado]. Texas Tech University. Inédito.
- Cloos, E., 1947. Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geological Society of America Bulletin*, 58: 843–918.
- Coe, A.L., 2003. *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press. 287 pp.
- 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.
- Cohen, A. S., y Thouin, C., 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15(5), 414-418.
- Coleman, J. M., 1966. Recent coastal sedimentation: central louisiana coast. Louisiana state univ baton rouge coastal studies inst.
- Coleman, J. M., y Gagliano, S. M., 1965. *Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain*.
- Collins, D.S., Avdis, A., Allison, P.A., Johnson, H.D., Hill, J., and Piggott, M.D., 2018, Controls on tidal sedimentation and preservation: Insights from numerical tidal modelling in the Late Oligocene–Miocene South China Sea, Southeast Asia: *Sedimentology*, 65: 2468-2505, <https://doi.org/10.1111/sed.12474>.
- Collins, L.B. y Jahnert, R.J., 2014. Stromatolite researchg in the Shark Bay world heritage area. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 97: 189–219.
- Collinson, J., 2019. *Sedimentary structures*. Dunedin Academic Press Ltd.
- Collinson, J., Thompson, D. B., y Mountney, N., 2006. *Sedimentary Structures*. ed. Harpenden: Terra Publishing.
- Conley, C.D., 1977. Origin of distorted ooliths and pisoliths. *Journal of Sedimentary Research*, 47(2): 554–564.
- Cónsole Gonella, C. y Marquillas, R.A., 2014. Bioclaustration trace fossils in epeiric shallow marine stromatolites: the Cretaceous-Palaeogene Yacoraite Formation, Northwestern 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103116>
- 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. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología*: 45–56.
- Cónsole Gonella, C.A. y Aceñolaza, F.G., 2010. Tafofacies e icnofacies de los niveles maastrichtianos-danianos correspondientes a la Formación Yacoraite, Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy, Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(2): 221–231
- Cónsole Gonella, C.A., Cione, A.L. y Aceñolaza, F.G., 2009. Registro del teleósteo *Gasteroclupea branisai* en la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el área de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. *Tafonomía y correlación estratigráfica. Serie Correlación Geológica*, 25: 129–138. Tucumán.
- Cónsole Gonella, C.A., de Valais, S., Sánchez, M., Marquillas, R. y Herrera Oviedo, P., 2013. Icnocenosis de vertebrados e invertebrados en el Subgrupo Balbuena (Maastrichtiano-Daniano), Quebrada de Humahuaca, noroeste argentino. *II Simposio Latinoamérica de Icnología*: 34.
- Cónsole Gonella, C.A., Griffin, M. y Aceñolaza, F.G., 2009. Gastropods associated with fossil traces from Yacoraite Formation (Maastrichtian-Danian), and its paleoenvironmental significance, Jujuy, Northwestern Argentina. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 83(5): 860–867.
- 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, p.103116.
- Cooper, J.D. y Keller, M., 2001. Palaeokarst in the Ordovician of the southern Great Basin, USA: implications for sea-level history. *Sedimentology*, 48(4): 855–873.
- 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.
- Coughenour, C.L., Archer, A.W. y Lacovara, K.J., 2009. Tides, tidalites, and secular changes in the Earth–Moon system. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4): 59–79.
- Cox, M.R. y Budhu, M., 2008. A practical approach to grain shape quantification. *Engineering Geology*, 96: 1–16.
- Cowan, C. A., y James, N. P., 1992. Diastasis cracks: mechanically generated synaeresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates. *Sedimentology*, 39(6), 1101-1118.
- Cristallini, E., Cominguez, A.H. y Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110(5–6): 403–421.
- D'alessandro, A., Loiacono, F. y Bromley, R.G., 1993. Marine and nonmarine trace fossils and plant roots in a regressional setting (Pleistocene, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 98(4): 495–522.

- Dalrymple, R.W. y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3–4): 135–174.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems. En *Facies models: Response to sea level change*, R.G. Walker y N.P. James (Eds.): 195– 218. Geological Association of Canada: Newfoundland.
- Dalrymple, R.W., Duncan, A.M., Ichaso, A.A. and Choi, K.S., 2012. Processes, morphodynamics, and facies of tide dominated estuaries. En: Davis R.A. and Dalrymple, R.W. (Eds), *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer Science pp. 187-229. Dordrecht.
- Dalrymple, R.W., Knight, R. J. y Lambiase, J.J., 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275(5676): 100–104.
- Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A. y Choi, K.S., 2012. Processes, morphodynamics, and facies of tide-dominated estuaries. *Principles of tidal sedimentology*: 79–107.
- Dalrymple, R. W., Makino, Y., y Zaitlin, B. A., 1991. Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada.
- Davaud, E. y Girardclos, S., 2001. Recent freshwater ooids and oncoids from western Lake Geneva (Switzerland): indications of a common organically mediated origin. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 423–429.
- Davaud, E. y Strasser, A., 1990. Spiny ooids: Early subaerial deformation as opposed to, late burial compaction. *Geology*, 18: 816–819.
- Davies, A., Gréselle, B., Hunter, S.J., Baines, G., Robson, C., Haywood, A. M., ... y van Buchem, F.S., 2020. Assessing the impact of aquifer-eustasy on short-term Cretaceous sea-level. *Cretaceous Research*, 112: 104445. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104445>
- Davies, P.J., Bubela, B. y Ferguson, J., 1978. The formation of ooids. *Sedimentology*, 25: 703–730.
- De Baar, H. J., Brewer, P. G., y Bacon, M. P., 1985. Anomalies in rare earth distributions in seawater: Gd and Tb. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(9), 1961-1969.
- De Mowbray, T. y Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 54(3): 811–824.
- Dean, C.D., Collins, D.S., van Cappelle, M., Avdis, A. y Hampson, G.J., 2019. Regional-scale paleobathymetry controlled location, but not magnitude, of tidal dynamics in the Late Cretaceous Western Interior Seaway, USA. *Geology* 1083-1087.
- Deelman, J.C., 1978. Experimental ooids and grapestones: carbonate aggregates and their origin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 503–512.
- 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.E., 1994. *Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Maíz Gordo (Paleoceno) en el sur de la cuenca del Grupo Salta*. [Tesis de doctorado]. Universidad Nacional de Salta. Inédito.

- Del Papa, C.E. y Marquillas, R., 1990. Interpretación ambiental de la Formación Maíz Gordo (Terciario) en el arroyo Chamental, Provincia de Salta. *Actas XI Congreso Geológico Argentino*, 2: 73–76.
- Del Papa, C.E., 1992. Ciclos de somerización en la secuencia Maíz Gordo (Terciario Inferior), noroeste argentino. *Actas 4° Reunión Argentina de Sedimentología*, La Plata, 1: 41–45.
- 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.
- Della Porta, G., 2015. Carbonate Build-Ups in Lacustrine, Hydrothermal and Fluvial Settings: Comparing Depositoinal Geometry, Fabric Types and Geochemical Signature. En *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*, Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T. y Vining, B.A. (Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 418: 17–68.
- Demicco, R.V. y Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonates. *SEPM atlas series*, 1: 265.
- Demicco, R.V. y Hardie, L.A., 2002. The “carbonate factory” revisited: a reexamination of sediment production functions used to model deposition on carbonate platforms. *Jour.Sed.Res.*, 72: 849-857.
- Deng, Y., Ren, J., Guo, Q., Cao, J., Wang, H., Y Liu, C., 2017. Rare earth element geochemistry characteristics of seawater and porewater from deep sea in western Pacific. *Scientific reports*, 7(1), 16539.
- 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.
- DeVito, S. y Kearns, H., 2022. Overview of the exploration potential of offshore Argentina—insight from new seismic interpretations. *Petroleum Geoscience*, 28(2): petgeo2020–132. <https://doi.org/10.1144/petgeo2020-132>
- Diaz, M.R. y Eberli, G.P., 2019. Decoding the mechanism of formation in marine ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, 190: 536–556.
- Diaz, M.R., Eberli, G.P., Blackwelder, P., Phillips, B. y Swart, P.K., 2017. Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids. *Geology*, 45: 771–774.
- Díaz-Martínez, I., López-Horgue, M.A., Agirrezabala, L.M., Cónsole-Gonella, C. y Pereda-Suberbiola, X., 2023. Dinosaur tracks in a Cretaceous (lower Albian) braid delta system (Basque–Cantabrian Basin, western Pyrenees): linking trace fossils suites and short-term preservation windows. *Geological Society, London, Special Publications*, 522(1): SP522-2021. <https://doi.org/10.1144/SP522-2021-197>
- Dickens, G.R., 2011. Down the rabbit hole: Toward appropriate discussion of methane release from gas hydrate systems during the Paleocene-Eocene thermal maximum and other past hyperthermal events. *Climate of the Past*, 7(3): 831–846.
- Disalvo, A., Schelotto, R.M.L., Omil Gómez, R., Hoffman, C., Benítez, J. y Hurtado, S., 2002. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata 2002. Rocas reservorio de las cuencas productivas argentinas. IAPG (Instituto Argentino de Petróleo y Gas): 717–738.

- Doe, T. W., y Dott, R. H., 1980. Genetic significance of deformed cross bedding; with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 50(3), 793-812.
- Domokos, G., Jerolmack, D. J., Sipos, A. Á. y Török, Á., 2014. How river rocks round: resolving the shape-size paradox. *PLoS one*, 9(2): e88657.
- Donovan, R. N., y Foster, R. J., 1972. Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness Flagstone Series (middle Devonian) of northeast Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 42(2), 309-317.
- Dott, R.H., 1983. Episodic sedimentation; how normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Research*, 53: 5–23.
- Dott Jr, R. H., y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663-680.
- Droser, M. L., y Bottjer, D. J., 1990. Depth and extent of early Paleozoic bioturbation. *The Paleontological Society Special Publications*, 5, 153-165.
- Droser, M. L., Jensen, S., y Gehlīng, J. G., 2004. Development of early Palaeozoic ichnofabrics: evidence from shallow marine siliciclastics. *Geological Society, London, Special Publications*, 228(1), 383-396.
- Duchart, P., Calvert, S.E. y Price, N.B., 1973. Distribution of trace metals in the pore waters of shallow water marine sediments. *Limnology and Oceanography*, 18(4): 605–610.
- Duke, N., Ball, M. y Ellison, J., 1998. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology y Biogeography Letters*, 7(1): 27–47.
- Duke, N.C., 2017. Mangrove floristics and biogeography revisited: further deductions from biodiversity hot spots, ancestral discontinuities, and common evolutionary processes. En *Mangrove Ecosystems: A Global Biogeographic Perspective*, Rivera-Monroy, V., Lee, S., Kristensen, E. y Twilley, R. (Eds.). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-62206-4_2
- Dumas, S., y Arnott, R. W. C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12), 1073-1076.
- Dummann, W., Steinig, S., Hofmann, P., Flögel, S., Osborne, A. H., Frank, M., Herrle, J. O., Bretschneider, L., Sheward, R. M. y Wagner, T., 2020. The impact of Early Cretaceous gateway evolution on ocean circulation and organic carbon burial in the emerging South Atlantic and Southern Ocean basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 530: 115890. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115890>.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures: 108–121.
- Dunham, R.J., 1969. Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. En *Depositional Environments in Carbonate Rocks: A Symposium*, Friedman, G.M. (Ed.). Special Publication, SEPM, 14: 182–191.
- Dupraz, C. y Visscher, P.T., 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends in microbiology*, 13(9): 429–438.

- Dupraz, C., Fowler, A., Tobias, C. y Visscher, P.T., 2013. Stromatolitic knobs in Storr's Lake (San Salvador, Bahamas): a model system for formation and alteration of laminae. *Geobiology*, 11(6): 527–548.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S. y Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96(3): 141–162.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Visscher, P.T., Reitner, J. y Thiel, V., 2011. Microbialites, modern. *Encyclopedia of geobiology*: 617–635.
- Eardley, A.J., 1938. Sediments of Great Salt Lake Utah. *AAPG Memories*, 22: 1305–1411.
- Edgcomb, V.P., Bernhard, J.M., Beaudoin, D., Pruss, S.B., Welander, P.V., Schubotz, F., Mehay, S., Gillespie A.L. y Summons, R.E., 2013. Molecular indicators of microbial diversity in oolitic sands of Highborne Cay, Bahamas. *Geobiology*, 11: 234–251.
- Ellis, R.J., 2010. Tackling unintelligent design. *Nature*, 463: 164–165.
- Ellison, A.M., Farnsworth, E.J. y Merkt, R.E., 1999. Origins of mangrove ecosystems and the mangrove biodiversity anomaly. *Global Ecology and Biogeography*, 8(2): 95–115.
- El-Saadawi, W., 2005. A fossil rhizome at the mangrove site of Wadi Hitan, Egypt. *Taeckholmia*, 25(1): 129–136.
- Embry, A.F. y Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En *Arctic Geology and Petroleum Potentia*, Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. y Lund, T.B. (Eds.): 121–146. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication.
- 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.
- Embry, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. En *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*, Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P. y Mathieu, C. (Eds.). Norwegian Petroleum Society (NPF). Special Publication 5: 1–11.
- Embry, A.F., 2009. Practical sequence stratigraphy. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 81: 79.
- Encarnación, J., Fleming, T.H., Elliot, D.H. y Eales, H.V., 1996. Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. *Geology*, 24(6): 535–538.
- Eschner, T.B. y Kocurek, G., 1986. Marine destruction of eolian sand seas: origin of mass-flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 401–411.
- Eschner, T.B. y Kocurek, G., 1988. Origins of relief along contacts between eolian sandstones and overlying marine strata. *AAPG bulletin*, 72(8): 932–943.
- Esteban, M. y Klappa, C.F., 1983. Subaerial exposure environment: chapter 1: Part 2. En *Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: a preliminary report*, Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., Eugster, H.P. y Surdam, R.C. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1115–1120. [http://10.1130/0016-7606\(1973\)84b1115:deotgrN2.0.co;2](http://10.1130/0016-7606(1973)84b1115:deotgrN2.0.co;2).
- Esteban, M. y Pray L.C., 1983. Pisoids and Pisolite Facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. En *Coated Grains*, Peryt, T.M. (Ed.): 503–537. Springer.

- Evans, G., Schmidt, V., Bush, P. y Nelson, H., 1969. Stratigraphy and geologic history of the sabkha. Abu Dhabi. Persian Gulf. *Sedimentology*, 12(2): 145–159.
- Fazio, A. M., Castro, L. N., y Scasso, R. A., 2013. Geoquímica de tierras raras y fosfogénesis en un engolfamiento marino del Cretácico Tardío-Paleoceno de Patagonia, Provincia del Chubut, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3), 582-600.
- Ferguson, J. y Ibe, A.C., 1982. Some aspects of the occurrence of proto-kerogen in Recent ooids. *Journal of Petroleum Geology*, 4: 267–285.
- Fimmen, R.L., Richter, D.D., Vasudevan, D., Williams, M.A. y West, L.T., 2008. Rhizogenic Fe–C redox cycling: a hypothetical biogeochemical mechanism that drives crustal weathering in upland soils. *Biogeochemistry*, 87: 127–141.
- Fink, R. J., 2002. Sedimentology and stratigraphy of the Upper Cretaceous-Paleocene El Molino Formation, Eastern Cordillera and Altiplano, Central Andes, Bolivia: implications for the tectonic development of the Central Andes. Louisiana State University and Agricultural & Mechanical College.
- Fischer, A. G. y Garrison, R.E., 1967. Carbonate lithification on the sea floor. *The Journal of Geology*, 75(4): 488–496.
- Flügel, S., Wallmann, K. y Kuhnt, W., 2011b. Cool episodes in the Cretaceous — exploring the effects of physical forcing on Antarctic snow accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 279–288.
- Flügel, S., Wallmann, K., Poulsen, C.J., Zhou, J., Oschlies, A., Voigt, S. y Kuhnt, W., 2011a. Simulating the biogeochemical effects of volcanic CO₂ degassing on the oxygen state of the deep ocean during the Cenomanian/Turonian Anoxic Event (OAE2). *Earth and Planetary Science Letters*, 305: 371–384 <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.018>.
- Flügel, E. y Munnecke, A., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies analysis in Limestones*. Springer, New York, 634 pp.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, 976 pp.
- Flügel, E., y Munnecke, A., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* (Vol. 976, p. 2004). Berlin: springer.
- Folk, R.L. y Lynch, F.L., 2001. Organic matter, putative nannobacteria and the formation of ooids and hardgrounds. *Sedimentology*, 48: 215–229.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study of significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3–26.
- Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG bulletin*, 43(1): 1–38.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. En *Classification of carbonate rocks. A symposium*, Ham, W.E. (Ed.). American Association of Petroleum Geology Memmories, 1: 62–84.
- Frakes, L.A. y Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 333: 547–549.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.009>

- 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.
- Freeman, T., 1962. Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 32: 475–483.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C., 1979. Les ooides calcaires continentaux: Diversité des formes, des gisements, des modes de formation. *Recherches géographiques à Strasbourg*, 12: 69–80.
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27: 221–237.
- Freytet, P., 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sedimentary Geology*, 10: 25–60.
- Freytet, P., 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 8(1), 223-247.
- Frimmel, H. E. (2009). Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258(3–4): 338–353.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F. y de Clarens, P., 2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5): 1009–1029.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South America Earth Sciences*, 1: 329–342.
- Galloway, W.E., 1998. Depositional processes, regime variables, and development of siliciclastic stratigraphic sequences. En *Sequence Stratigraphy—Concepts and Application*, Gradstein, F.M., Sandvik, K.O., Milton, N.J. (Eds.). Norwegian Petroleum Society Special Publication, 8: 117–140.
- Galloway, W.E., 2001. The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. AAPG Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas.
- 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.
- Gardeweg, M. y Ramirez, C.F., 1985. Hoja Rio Zapaleri, Región de Antofagasta. - Carta Geol. Chile 1: 250000, Sernageomin: 66. Santiago de Chile.
- Garrett, P., 1970. Phanerozoic stromatolites: non-competitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science*, 169(3941): 171–173.
- Gasiewicz, A., 1984. Eccentric ooids. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte*: 204–211.

- Gayet, M., Sempre, T., Cappetta, H., Jaillard, E. y Lévy, A., 1993. La présence de fossiles marins dans le Crétacé terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 283–319.
- Gee, C.T., Sander, P.M., Peters, S.E., El-Hennawy, M.T., Antar, M.S.M., Zalmout, I.S. y Gingerich, P.D., 2019. Fossil burrow assemblage, not mangrove roots: reinterpretation of the main whale-bearing layer in the late Eocene of Wadi Al-Hitan, Egypt. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99: 143–158.
- Geiger, M., Clark, D.N., y Mette, W., 2004. Reappraisal of the timing of the breakup of Gondwana based on sedimentological and seismic evidence from the Morondava Basin, Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 38(4): 363–381.
- Genise, J.F., 2017. *Ichnoentomology: Insect Traces in Soils and Paleosols*. Topics in Geobiology, 37, 695 pp. Springer.
- 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.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010. Lacustrine carbonates. *Developments in sedimentology*, 61: 1–101.
- Giles, M.R., 1997. *Diagenesis: A Quantitative Perspective. Implications for Basin Modeling and Rock Property Prediction*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 526pp.
- Ginsburg, R.N. y Hardie, L.A., 1975. Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. En *Tidal deposits*, Ginsburg, R.N. (Ed.): 201–208. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Ginsburg, R.N., 1953. Beachrock in south Florida. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2): 85–92.
- Ginsburg, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. *AAPG Bulletin*, 55(2): 340–340.
- Gischler, E. y Lomando, A.J., 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, 110(3–4): 277–297.
- Giunta, G. y Orioli, S., 2011. The Caribbean plate evolution: trying to resolve a very complicated tectonic puzzle. En *New Frontiers in Tectonic Research—General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*, Sharkov, E.V. (Ed.): 221–248. Rijeka, Croatia: InTech.
- Glenme, K.W. y Buller, A.T., 1983. The Permian Weissliegende of N.W. Europe: the partial deformation of eoUan dune sands caused by the Zechstein transgression: *Sedimentary Geology*, 35: 43–81.
- Glenn, C.R., Kronen Jr, J.D., Symonds, P.A., Wei, W. y Kroon, D., 1993. High-resolution sequence stratigraphy, condensed sections, and flooding events off the great barrier reef: 0-1.5 MA1. En *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, McKenzie, J.A., Davies, P.J., Palmer-Julson, A.,... (Eds.), 133: 353–364.
- Glumac, B. y Walker, K.R., 1997. Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits: A key to mechanisms and environments of origin. *Palaios*, 12(2): 98–110.
- Glumac, B., Curran, H.A., Weigner, M.M., Motti, S.A. y Pruss, S.B., 2012. Distribution of oolitic sediment along a beach-to-offshore transect, Pigeon cay, Cat Island, Bahamas: new insights into modern ooid formation. En *Proceedings of the 15th Symposium on the Geology of the Bahamas and other Carbonate Regions*, Gumble, D.W. y Kindler, P. (Eds.): 71–81. Gerace Research Center.

- Goff, J.A., Austin, J.A., Gulick, S., Nordfjord, S., Christensen, B., Sommerfield, C., Olson, H. y Alexander, C., 2005. Recent and modern marine erosion on the New Jersey outer shelf. *Marine Geology*, 216: 275–296.
- Goldring, R., 1971. Shallow-water sedimentation as illustrated in the Upper Devonian Baggy Beds. Geological Society, London, *Memoirs*, 5(1), 1-92.
- Goldring, R., y Aigner, T., 1982. Scour and fill: the significance of event separation. In *Cyclic and Event Stratification* (pp. 354-362). Springer Berlin Heidelberg.
- Golubic, S., 1973. The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In *The Biology of Bluegreen Algae* (ed. N. G. Carr and B. A. Whitton), pp. 434-72. Oxford: Blackwells
- Golubic, S., 1976. Organisms that build stromatolites. In *Developments in sedimentology* (Vol. 20, pp. 113-126). Elsevier.
- Gomes, J.P.B., Bunevich, R.B., Tonietto, S.N., Alves, D.B., Santos, J.F. y Whitaker, F.F., 2020. Climatic signals in lacustrine deposits of the Upper Yacoraite Formation, Western Argentina: Evidence from clay minerals, analcime, dolomite and fibrous calcite. *Sedimentology*, 67: 2282–2309.
- Gómez Fernández, J.J. y Fernández López, S.R., 1994. Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, 92: 147–159.
- Gómez Omil, R.J., Boll, A. y Hernández, R.M., 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). *Serie de Correlación Geológica*, 6: 43–64.
- Gomez, F.J. y Astini, R.A., 2015. Sedimentology and sequence stratigraphy within a mixed (carbonate-siliciclastic) rift to passive margin transition: The Early to Middle Cambrian of the Argentine Precordillera. *Sedimentary Geology*, 316: 39–61.
- Gomez, F.J., Kah, L.C., Bartley, J.K. y Astini, R.A., 2014. Microbialites in a high-altitude Andean lake: multiple controls on carbonate precipitation and lamina accretion high-altitude lacustrine microbialites. *Palaios*, 29: 233–249.
- Gómez, J.J. y Fernandez-Lopez, S., 1994. Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology* 92: 147-159.
- Gómez-Omil, R. y Boll, A., 2005. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. *Frontera Exploratoria de la Argentina*: 63–76.
- Gong, Q., Li, F., Lu, C., Wang, H. y Y Tang, H., 2021. Tracing seawater-and terrestrial-sourced REE signatures in detritally contaminated, diagenetically altered carbonate rocks. *Chemical Geology*, 570: 120169. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120169>
- 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 pp. Buenos Aires.
- Goodwin, P. y Anderson, E., 1985. Punctuated Aggradational Cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, 93: 513–533.

- Graham, J.R. y Pollard, J.E., 1982. Occurrence of the trace fossil *Beaconites antarcticus* in the lower carboniferous fluvial rocks of county Mayo, Ireland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38(3–4): 257–268.
- Grey, K. y Awramik, S.M., 2020. Handbook for the Study and Description of Microbialites (Geological Survey of Western Australia Bulletin 147) (Geological Survey of Western Australia, 2020).
- Grey, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. *Stromatolite Newsletter*, 14: 82–171.
- Grier, M.E., Salfity, J.A. y Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 351–372.
- Groeber, P., 1953. Andico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2: 349–351.
- 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.
- Grotzinger, J. P., 1986. Upward shallowing platform cycles: A response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. *Paleoceanography*, 1(4), 403–416.
- Grotzinger, J. P. y Rothman, D. H., 1996. An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature*, 383(6599): 423–425.
- Guimarães, S.P., 2014. Stratigraphic analysis in Maastrichtian lacustrine deposits of the Yacoraite Formation (Salta Basin-Argentina): definition and traceability of high-resolution sequences. [Tesis de maestría]. Universidade Estadual Paulista. Inédito.
- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 10(107): 451–496.
- Hallock, P. y Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389–398.
- Hallock, P., y Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389–398.
- Hallsworth, C. R. y Knox, R., 1999. BGS Rock Classification Scheme, Volume 3, Classification of sediments and sedimentary rocks, British Geological Survey Research Report (2nd Edition): RR99–03.
- Halpern, M. y Latorre, C.O., 1973. Estudio geocronológico inicial de las rocas del noroeste de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 196–205
- Halse, S.A. y McRae, J.M., 2004. New genera and species of 'giant' ostracods (Crustacea: Cyprididae) from Australia. *Hydrobiologia*, 524(1): 1–52.
- Hamon, Y., Rohais, S., Deschamps, R. y Gasparrini, M., 2012. Outcrop analogue of pre-salt microbial series from South Atlantic: The Yacoraite Fm, Salta rift system (NW Argentina). *Proceedings of the AAPG Hedberg Conference "Microbial Carbonate Reservoir Characterization: 4–8.*
- Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements; mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Research*, 48(2): 489–501.

- 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(1): 20–29.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary change*, 113: 44–58.
- Hardie, L.A. y Ginsburg, R.N., 1977. Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. En *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*, Hardie, L.A. (Ed.): 50–123.
- Harding, S.C., Nash, B.P., Petersen, E.U., Ekdale, A.A. y Bradbury, C.D., 2014. Mineralogy and Geochemistry of the Main Glauconite Bed in the Middle Eocene of Texas: Paleoenvironmental Implications for the Verdine Facies. *PLoS ONE* 9(2): e87656. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0087656>
- Harris, P.M., Diaz, M.R. y Eberli, G.P., 2019. The Formation and Distribution of Modern Ooids on Great Bahama Bank. *Annual Review of Marine Science*, 11: 491–516.
- Harms, J. C., 1975. Stratification and sequence in prograding shoreline deposits, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Short Course, Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, (2), 81-102.
- Hasegawa, H., Tada, R., Jiang, X., Suganuma, Y., Imsamut, S., Charusiri, P., Ichinnorov, N. y Khand, Y., 2012. Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Cretaceous supergreenhouse. *Climate of the Past*, 8: 1323–1337.
- 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.
- 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.
- Hay W.W., Eicher D.L. y Diner R., 1993: Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior Seaway. En: Caldwell, W.G.E. y Kauffman, E.G. (Eds.): *Evolution of the Western Interior Basin*. Geological Association of Canada Special Paper, 39: 297-318.
- Hay, W.W. y Flügel, S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115: 262–272.
- Hay, W.W. y Leslie, M.A., 1990. *Sea Level Change: Studies in Geophysics*. National Academy of Sciences, Washington: 161–170.
- Hay, W.W., 1995. Cretaceous paleoceanography. *Geologica Carpathica*, 46(5): 257–266.
- Hay, W.W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725–753.

- Hay, W.W., 2009. Cretaceous oceans and ocean modeling. En: Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance, SEPM Special Publication No. 91: 243–271, ISBN 978-1-56576-135-3, p.
- Hay, W.W., 2017. Toward understanding Cretaceous climate—An updated review. *Science China Earth Sciences*, 60: 5–19. <https://10.1007/s11430-016-0095-9>
- Heckel, P.H., 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. En *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. (Eds.). SEPM Special Publication: 226–286.
- Heilbronner, R. y Barrett, S., 2014. *Image Analysis in Earth Sciences. Microstructures and Textures of Earth Materials*. Springer, 520 pp.
- Helland-Hansen, W. y Gjelberg, J., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92: 31–52.
- Helland-Hansen, W. y Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 670–688.
- Heller, P.L., Komar, P.D. y Pevear, D.R., 1980. Transport Processes in Ooid Genesis. *Journal of Sedimentary Research*, 50: 943–951.
- Hernández, R. y Echavarría, L., 2009. Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 068–080.
- 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. *Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino*: 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. *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.): 207–232. Jujuy.
- Hernández, R.M., 1999. Evolución de la cuenca de antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34(2–3): 167–184.
- Hinnov, L.A., Hilgen, F.J., Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G., 2012. Cyclostratigraphy and astrochronology. En *The Geologic Time Scale*, Gradstein, F.M., Ogg, J., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M. (Eds.): 63–83.
- Hofmann, H.J., 1969. Attributes of stromatolites: Geological Survey of Canada Paper: 69–39.
- Hofmann, H.J., 1976. Stromatoid morphometrics. *Developments in Sedimentology*, 20: 45–54.
- Hofmann, H.J., 1994. Quantitative stromatoliteology. *Journal of Paleontology*, 68(4): 704–709.
- Holmden, C., Creaser, R.A., Muehlenbachs, K., Leslie, S.A. and Bergström, S.M., 1998, Isotopic evidence for geochemical decoupling between ancient epeiric seas and bordering oceans: Implications for secular curves: *Geology*, v. 26, p. 567–570.
- Horton, B.K., 2018. Sedimentary record of Andean Mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178: 279–309.
- Huber, B.T., Norris, R.D. y MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30(2): 123–126.

- Huggett J.M. y Petroclays, H., 2013. Time I, Space I, Dating A, Illite F. Minerals: Glauconites and Green Clays. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences; Elsevier: Amsterdam, the Netherlands.
- Hunter, R.E., 1993. An eolian facies in the Ste. Genevieve Limestone of southern Indiana. En *Mississippian Oolites and Modern Analogs*, Keith, B.D. y Zuppann, C. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 35, Chapter 3: 31–48.
- Husinec, A. y Read, J.F., 2006. Transgressive oversized radial ooid facies in the Late Jurassic Adriatic Platform interior: Low-energy precipitates from highly supersaturated hypersaline waters. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 550–556.
- Illing, L.V., 1954. Bahaman calcareous sands. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 38: 1–95.
- Ito, M., Ishigaki, A., Nishikawa, T., y Saito, T., 2001. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, 29(1), 87–89.
- Imbrie, J. y Purdy, E.G., 1962. Classification of modern Bahamian carbonate sediments. En *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin*, Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P. y Mathieu, C. (Eds.). Special Publication, 5: 1–11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication.
- Ingalls, M., Frantz, C.M., Snell, K.E. y Trower, E.J., 2020. Carbonate facies-specific stable isotope data record climate, hydrology, and microbial communities in Great Salt Lake, UT. *Geobiology*, 18: 566–593.
- Irwin, M.L., 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 49: 445–459.
- Jackson, S.J., Whyte, M.A. y Romano, M., 2009. Laboratory-controlled simulations of dinosaur footprints in sand: a key to understanding vertebrate track formation and preservation. *Palaios*, 24(4): 222–238.
- Jacobs, D.K. y Sahagian, D.L., 1993. Climate-induced fluctuations in sea level during non-glacial times. *Nature*, 361(6414): 710–712.
- Jahnert, R.J. y Collins, J.B., 2012. Characteristics distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Marine Geology*, 303–306: 115–136.
- Jahnert, R.J. y Collins, L B., 2011. Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology*, 286(1–4): 106–111.
- James, N. P. y Jones, B. 2015. *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks* (Wiley), 464 p.
- James, N.P., 1984, Shallowing-upward sequences in carbonates. En *Facies Models*, Walker, R.G. (Ed.). *Geoscience Canada*: 229–244.
- James, N.P., Kendall, A.C., Pufahl, P.K. y Dalrymple, R.W., 2010. Introduction to biological and chemical sedimentary facies models. *Facies models*, 4: 323–339.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://10.1029/2009GC002788>.

- Jenkyns, H.C., 2018. Transient cooling episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Events with special reference to OAE 1a (Early Aptian). *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2130): 20170073. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0073>.
- Jenkyns, H.C., Forster, A., Schouten, S. y Sinninghe Damsté, J.S., 2004. High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean, *Nature*, 432: 888–892. <https://10.1038/nature03143>.
- Jennings, J.N., 1975. Desert dunes and estuarine fill in the Fitzroy Estuary (northwestern Australia): *Catena*, 2: 215–262.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *SEPM Special Publication*, 42: 47–69.
- Jiménez, N., López-Velásquez, S. y Santiviáñez, R., 2009. Evolución tectonomagmática de los Andes Bolivianos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 036–067.
- Johannesson, K.H., Lyons, W.B. y Bird, D.A., 1994. Rare earth element concentrations and speciation in alkaline lakes from the western USA. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 773–776.
- Jolley, D., Gilmour, I., Gurov, E., Kelley, S. y Watson, J., 2010. Two large meteorite impacts at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Geology*, 38(9): 835–838.
- Jones, B., James, N.P. y Dalrymple, R.W., 2010. Warm-water neritic carbonates. *Facies models*, 4(4): 341–370.
- 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.
- Kahle, C.F., 1974. Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *Journal of Sedimentary Research*, 44: 30–39.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*: 68–125.
- Kamber, B.S., Bolhar, R. y Webb, G.E., 2004. Geochemistry of late Archaean stromatolites from Zimbabwe: evidence for microbial life in restricted epicontinental seas. *Precambrian Research*, 132(4): 379–399.
- Kamo, S.L., Lana, C. y Morgan, J.V., 2011. U–Pb ages of shocked zircon grains link distal K–Pg boundary sites in Spain and Italy with the Chicxulub impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3–4): 401–408.
- Katz, M.E., Cramer, B.S., Mountain, G.S., Katz, S. y Miller, K.G., 2001. Uncorking the bottle: What triggered the Paleocene/Eocene thermal maximum methane release?. *Paleoceanography*, 16(6): 549–562.
- Kaya, M., Yildirim, B. A., Kumral, M. y Sasmaz, A., 2023. Trace and Rare Earth Element (REE) Geochemistry of Recently Formed Stromatolites at Lake Salda, SW Turkey. *Water*, 15(4): 733.
- Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239–368.
- Keighley, D.G. y Pickerill, R.K., 1994. Ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. *Palaeontology*, 37: 305–337.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Luciani, V., Karoui, N. y Zaghbib-Turki, D., 2002. Paleocology of the Cretaceous–Tertiary mass extinction in planktic foraminifera. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 178: 257–298

- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T. y Stueben, D., 2003. Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, 62: 327–363.
- Keller, M. y Lehnert, O., 2010. Ordovician paleokarst and quartz sand: Evidence of volcanically triggered extreme climates? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(3–4): 297–309.
- Kemper, E. y Schmitz, H.H., 1981. Glendonite—Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. *Geologische Rundschau*, 70: 759–773.
- Kerans, C., 1993. Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, West Texas.
- 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.
- Kidder, D.L. y Worsley, T.R., 2010. Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes, and mass extinctions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 295: 162–191. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.036>.
- Kidder, D.L. y Worsley, T.R., 2012. Human-induced hothouse climate?. *GSA Today*, 22: 4–11.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permian-triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203: 207–237 [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00667-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00667-9).
- Kidwell, S.M., 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records; origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland: *Journal of Geology*, 97: 1–24.
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En *Taphonomy—Releasing the Data Locked in the Stratigraphic Record*, Allison, E.A. y Briggs, E.G. (Eds.). New York, Plenum, *Topics in Biology*, 9: 211–290.
- Kidwell, S.M., 1998. Time-averaging in the marine fossil record: overview of strategies and uncertainties. *Oceanographic Literature Review*, 9: 1546–1547.
- Kidwell, S. M., y Holland, S. M., 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaaios*, 426-434.
- Kidwell, S.M., Fuersich, F.T. y Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaaios*, 1(3): 228–238.
- Kirkland, D.W., Denison, R.E. y Evans, R., 1995. Middle Jurassic Todilto Formation of northern New Mexico and southwestern Colorado: marine or non-marine? *New Mexico Bureau of Mines y Mineral Resources*, 147, 37 pp.
- Klappa, C.F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613–629.
- Klein, G. D., 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Research*, 40(4), 1095-1127.
- Klein, C., y Beukes, N. J., 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84(7), 1733-1774.

- Komiya, T., Hirata, T., Kitajima, K., Yamamoto, S., Shibuya, T., Sawaki, Y., Ishikawa, T., Shu, D., Li, Y. y Han, J., 2008. Evolution of the composition of seawater through geologic time, and its influence on the evolution of life. *Gondwana Research*, 14(1-2), 159-174.
- Kohsiek, L. H. M., y Terwindt, J., 1981. Characteristics of foreset and topset bedding in megaripples related to hydrodynamic conditions on an intertidal shoal. *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*, 27-37.
- Koopmann, H., Schreckenberger, B., Franke, D., Becker, K. y Schnabel, M., 2016. The late rifting phase and continental break-up of the southern South Atlantic: the mode and timing of volcanic rifting and formation of earliest oceanic crust. *Geological Society of London, Special Publications*, 420(1): 315–340.
- Köster, M.H. y Gilg, H.A., 2015. Pedogenic, palustrine and groundwater dolomite formation in non-marine bentonites (Bavaria, Germany). *Clay Minerals*, 50(2): 163–183.
- Knight, I., y James, N. P., 1987. Stratigraphy of the St. George Group (Lower Ordovician), western Newfoundland; the interaction between eustasy and tectonics: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 1927-1952
- Krapovickas, V., Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Marsicano, C.A., 2016. 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.
- Kreisa, R. D., y Moila, R. J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 381-387.
- Krencker, F.N., Fantasia, A., Danisch, J., Martindale, R., Kabiri, L., El Ouali, M. and Bodin, S., 2020. Two-phased collapse of the shallow-water carbonate factory during the late Pliensbachian–Toarcian driven by changing climate and enhanced continental weathering in the Northwestern Gondwana Margin. *Earth-Science Reviews*, 208, p.103254.
- Kromkamp, J.C., Perkins, R., Dijkman, N., Consalvey, M., Andres, M. y Reid, R.P., 2007. Resistance to burial of cyanobacteria in stromatolites. *Aquatic Microbial Ecology*, 48(2): 123–130.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles". *Journal of Sedimentary Petrology*, 11: 64–72.
- Łabaj, M.A Y Pratt, B.R., 2016. Depositional dynamics in a mixed carbonate–siliciclastic system: middle–Upper Cambrian Abrigo Formation, southeastern Arizona, U.S.A. *Jour. Sed. Res.*, 86: 11-37.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. y Lasemi, Z., 2012. Ancient carbonate tidalites. En *Principles of tidal sedimentology*, Davis, R.A. y Dalrymple, R.W. (Eds.): 567–607. Springer.
- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., y Kamber, B. S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12, 39-72.

- Leeder, M.R., 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics*, Blackwell Publishing Ltd., Oxford. 592 pgs.
- Lees, A. and Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.*, 13: M67-M73.
- Lehrmann, D.J., Droxler, A.W., Harris, P., Minzoni, M., Droxler, D.A., Hopson, H. H., Kelleher, C., Khanna, P., Lehrmann, A.A., Lhemann, A., Mabry, G., Mercado, L., Proctor, J.M., Singh, P. y Yazbek, L., 2020. Controls on microbial and oolitic carbonate sedimentation and stratigraphic cyclicity within a mixed carbonate-siliciclastic system: Upper Cambrian Wilberns Formation, Llano Uplift, Mason County, Texas, USA. *The Depositional Record*, 6: 276–308.
- Lehrmann, D.J., Minzoni, M., Li, X., Yu, M., Payne, J.L., Kelley, B.M. y Enos, P., 2012. Lower Triassic oolites of the Nanpanjiang Basin, south China: Facies architecture, giant ooids, and diagenesis-Implications for hydrocarbon reservoirs. *AAPG bulletin*, 96: 1389–1414.
- Li, F., Webb, G.E., Algeo, T.J., Kershaw, S., Lu, C., Oehlert, A.M., Gong, Q., Pourmand, A. y Tan, X., 2019. Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures. *Chemical Geology*, 509: 163–177.
- Li, F., Yan, J., Burne, R.V., Chen, Z.Q., Algeo, T.J., Zhang, W., Tian L., Gan, Y., Liu, K. y Xie, S., 2017. Paleo-seawater REE compositions and microbial signatures preserved in laminae of Lower Triassic ooids. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 486: 96–107.
- Li, F., Yan, J.X., Algeo, T. y Wu, X., 2013. Paleooceanographic conditions following the end-Permian mass extinction recorded by giant ooids (Moyang, South China). *Global and Planetary Change*, 105: 102–120.
- Li, F., Yan, J.X., Chen, Z.Q., Ogg, J.G., Tian, L., Korngreen, D., Liu, K., Ma, Z.L. y Woods, A.D., 2015. Global oolite deposits across the Permian–Triassic boundary: a synthesis and implications for palaeoceanography immediately after the end-Permian biocrisis. *Earth-Science Reviews*, 149: 163–180.
- Li, X., Trower, E.J., Lehrmann, D.J., Minzoni, M., Kelley, B.M., Schaal, E.K., Altiner, D., Yu, M. y Payne, J.L., 2021. Implications of giant ooids for the carbonate chemistry of Early Triassic seawater. *Geology*, 49: 156–161.
- Lin, Z., Wei, G., Zhang, J., Liang, X. y Huang, G., 2022. Origin and distribution of rare earth elements (REEs) in the soils of Meizhou City, southern China with high abundance of regolith-hosted REEs. *Applied Geochemistry*, 147: 105514.
- Logan, B.W., 1961. Cryptozoan and associated stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. *The Journal of Geology*, 69: 517–533.
- Logan, B.W., Hoffman, P. y Gebelein, C.D., 1974. In *Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia* Vol. 22 (ed B. W. Logan) 140–194 (American Association of Petrology, Geology and Mineralogy).
- Lokier, S.W. y Al Junaibi, M., 2016. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? *Sedimentology*, 63(7): 1843–1885.
- Longhitano, S. G., 2011. The record of tidal cycles in mixed silici–bioclastic deposits: Examples from small Plio–Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 58(3), 691-719.

- Longhitano, S.G., Mellere, Db, Steel, R.J. y Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock reco: A review and new insights. *Sedimentary Geol.*, 279: 2-22.
- Loreau, J.P. y Purser B.H., 1973. Distribution and Ultrastructure of Holocene Ooids in the Persian Gulf. En *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*, Purser, B.H. (Ed.): 279–328. Springer.
- Loucks, R. G., 1999. Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG bulletin*, 83(11), 1795-1834.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, PR. y Baum, G.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. En *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., et al. (Eds.). SPEM Special Publication, 42: 183–213.
- Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D. y Ramos, V.A., 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: a poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin. *Earth-Science Reviews*, 203: 103138.
- Lowenstein, T. K. y Risacher, F., 2009. Closed basin brine evolution and the influence of Ca–Cl inflow waters: Death Valley and Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China, and Salar de Atacama, Chile. *Aquatic Geochemistry*, 15: 71–94.
- MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Knaust, D., Catuneanu, O., Bann, K.L. y Pemberton, S.G., 2012. Sequence stratigraphy. *Developments in Sedimentology*, 64: 157–194.
- Macellari, C.E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South America Earth Sciences*, 1: 373–418.
- Magnus Wangen, 2010. *Physical Principles of Sedimentary Basin Analysis*, pp 545.
- Malumián, N., Nullo, F.E. y Ramos, V.A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. En *The Phanerozoic Geology of the World, II, The Mesozoic B*, Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): 265–304. Amsterdam.
- Marchand, M., 2008. Mangrove restoration in Vietnam: Key considerations and a practical guide. 34 pp.
- Mariotti, G. y Fagherazzi, S., 2012. Modeling the effect of tides and waves on benthic biofilms. *Journal of Geophysics Research: Biogeosciences*: 117(G4).
- Mariotti, G., Pruss, S. B., Summons, R. E., Newman, S. A., y Bosak, T., 2014. Where is the ooid factory? In *AGU Fall Meeting Abstracts (December)*, Vol. 2014, pp. EP24A-04).
- Mariotti, G., Pruss, S.B., Summons, R.E., Newman, S.A. y Bosak, T., 2018. Contribution of benthic processes to the growth of ooids on a low-energy shore in Cat Island, The Bahamas. *Minerals*, 8(6): 252.
- Marquillas, R A. y Matheos, S D., 2000. Catodoluminiscencia de la Formacion Yacoraite (Cretacico Superior) de la Puna Argentina. *Actas 2nd Congreso Latinoamericano y 8° Reunión Argentina de Sedimentología*: 112–113.
- Marquillas, R.A. y Salfity, J.A., 1992. Las relaciones estratigráficas del techo de las Formaciones Yacoraite (Maastrichtiano-Paleoceno) en el norte argentino. *IGCP Projects 301–308 Meeting. Abstracts*, Punta Arenas.

- Marquillas, R.A. y Salfity, J.A., 1994. Relaciones estratigráficas regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior), norte de la Argentina. VII Congreso Geológico Chileno: 479–483. Concepción.
- Marquillas, R.A., 1984. La Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el río Juramento, Salta: Estratigrafía y ciclicidad. IX Congreso Geológico Argentino: 5–9.
- 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 de doctorado]. Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- 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., 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., 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.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 179–207.
- Matthews, S.J., Jones, A.P. y Gardeweg, M.C., 1994a. Lascar Volcano, Northern Chile; Evidence for Steady-State Disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35, 401–432.
- Matthews, S.J., Marquillas, R.A., Kemp, J.A., Grange, F.K. y Gardeweg, M.C., 1996. Active skarn formation beneath Lascar Volcano, northern Chile: a petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 509–530.
- Mazzullo, S.J. y Birdwell, B.A., 1989. Syngenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings. *Journal of Sedimentary Research*, 59: 605–611.
- Mazzullo, S.J. y Friedman, G.M., 1977. Competitive algal colonization of peritidal flats in a schizohaline environment; the lower Ordovician of New York. *Journal of Sedimentary Research*, 47(1): 398–410.
- Mazzullo, S.J., 1977. Shrunken (geopetal) ooids; evidence of origin unrelated to carbonate-evaporite diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 47: 392–397.
- McGlue, M.M., Soreghan, M.J., Michel, E., Todd, J.A., Cohen, A.S., Mischler, J., ... y Nkotagu, H.H., 2010. Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts: a view from Lake Tanganyika's littoral. *Palaios*, 25(7): 426–438.
- McGuire, K.M., 2014. Comparative Sedimentology of Lake Bonneville and the Great Salt Lake. Brigham Young University.

- McLennan, S. M. 1994. Rare earth element geochemistry and the “tetrad” effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(9), 2025-2033.
- Mei, M. y Gao, J., 2012. Giant Induan oolite: A case study from the Lower Triassic Daye Formation in the western Hubei Province, South China. *Geoscience Frontiers*, 3: 843–851.
- Mendez, I. y Viviers, M.C., 1973. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (Provincias de Salta y Jujuy). *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 467–470.
- Meunier, A. y Albani, A., 2007. The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, 19: 95–104.
- Meyers, W. J., 1988. Paleokarstic features in Mississippian limestones, New Mexico. *Paleokarst*, 306-328.
- Meyers, W.J. y Lohmann, K.C., 1978. Microdolomite-rich syntaxial cements; proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestones, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 48(2): 475-488.
- Miall, A.D., Holbrook, J.M. y Bhattacharya, J.P., 2021. The stratigraphy machine. *Journal of Sedimentary Research*, 91: 595-610.
- Middleton, G., 1973. Johannes Walther's Law of Correlation of Facies: *Geological Society of America Bulletin*, 38: 979–988.
- Milán, J., Clemmensen, L. y Bonde, N., 2004. Vertical sections through dinosaur tracks (Late Triassic Lake deposits, East Greenland)—undertracks and other subsurface deformation structures revealed. *Lethaia*, 37(3): 285–296.
- Miller K G, Sugarman P J, Browning J V, Kominz M A, Olsson R K, Feigenson M D, y Hernández J C. 2004. Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geo Soc Am Bull*, 116: 368-393.
- Miller, K.G., Barrera, E., Olsson, R.K., Sugarman, P.J. y Savin, S.M., 1999. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? Global $\delta^{18}\text{O}$ and New Jersey sequences. *Geology*, 27: 783–786.
- 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 Sickel, W., 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology*, 31: 585–588.
- Myrow, P. M., 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 992-1007.
- Myrow, P. M., 1994. Pot and Gutter Casts from the Chapel Island Formation, Southeast Newfoundland: REPLY. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3), 706-709.
- Monaldi, C.R., Salfity, J.A. y Kley, J., 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics*, 27(1). <https://doi.org/10.1029/2006TC001993>
- Montano, D., Gasparri, 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
- Moore, C.H. y Wade, W.J., 2013. Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Newnes*: 67.

- Moore, S.E., Ferrell, R.E. y Aharon, P., 1992. Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in a modern subsiding marsh sequence. *Journal of Sedimentary Research*, 62(3): 357–366.
- 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
- Morse, J. W., y Bender, M. L., 1990. Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology*, 82, 265-277.
- Morse, J. W., y Mackenzie, F. T., 1990. *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier, 706 p.
- Morrow, D. W., 1982. Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabrics in carbonate rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 30(3), 227-229.
- Moulin, M., Aslanian, D. y Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98: 1–37.
- De Mowbray, T., y Visser, M. J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 54(3), 811-824.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R.W., 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27° S). *Geological Society of America Bulletin*, 105(11): 1462–1477.
- 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, 1-20.
- Myrow, P.M., Jerolmack, D.J. y Perron, J.T., 2018. Bedform disequilibrium. *Journal of Sedimentary Research*, 88: 1096–1113.
- Nelson, H.F., Brown, C.W. y Brineman, J.H., 1962. Skeletal limestone classification. En *Classification of Carbonate Rocks*, Ham, W.E. (Ed.). American Association of Petroleum Geology Bulletin, Memories, 1: 224–253.
- Neumeier, U., 1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). [Tesis de doctorado]. University of Geneva. Inédito.
- Newell, N.D., Purdy, E.G. y Imbrie, J., 1960. Bahamian oölitic sand. *Geological Journal*, 68: 481–497.
- Nio, S.D., Siegenthaler, C. y Yang, C.S., 1983. Megaripple cross-bedding as a tool for the reconstruction of the paleo-hydraulics in a Holocene subtidal environment, S.W. Netherlands. *Geol. Mijnb.* 62, 499 - 510.
- Nio, S. D. y Yang, C. S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Sedimentary Geology*, 70, 161-193.
- Nothdurft, L. D., Webb, G. E. y Kamber, B. S., 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(2), 263-283.

- O' Reilly, S.S., Mariotti, G., Winter, A.R., Newman, S.A., Matys, E.D., McDermott, F., Pruss, S.B., Bosak, T., Summons, R.E. y Klepac-Ceraj, V., 2017. Molecular biosignatures reveal common benthic microbial sources of organic matter in ooids and grapestones from Pigeon Cay, The Bahamas. *Geobiology*, 15: 112–130.
- Oddo, G., 1914. Die molekularstruktur der Radioaktiven atome. *Zeitschrift für anorganische Chemie*, 87(1), 253-268.
- Odin, G.S., 1988. *Green Marine Clays*. Elsevier, 445 pp.
- Ojeda, H., 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, 66(6): 750–774.
- Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M.R., Rollion-Bard, C., Farah, R. y Vasconcelos, C., 2012. Going nano: a new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology*, 40: 547–550.
- 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., y Lanés, S. G., 2001. Shell bed stacking patterns in the Chachao Formation (early Valanginian) in Malargüe area, Mendoza province, Neuquen Basin-Argentina. *Carbonates and Evaporites*, 16, 168-180.
- Papineau, D., Walker, J.J., Mojzsis, S.J. y Pace, N.R., 2005. Composition and structure of microbial communities from stromatolites of Hamelin Pool in Shark Bay, Western Australia. *Applied and Environmental Microbiology*, 71(8): 4822–4832.
- Paradis, O.P., 2019. *Great Salt Lake Ooids: Insights into Rate of Formation, Potential as Paleoenvironmental Archives, and Biogenicity*. [Tesis de doctorado]. University of Southern California. Inédito.
- Paradis, O.P., Corsetti, F.A., Bardsley, A., Hammond, D.E., Xu, X. y Walker, J.C., 2017. Radial ooids from Great Salt Lake (Utah) as paleoenvironmental archives: Insights from radiocarbon chronology and stable isotopes. *AGU Fall Meeting Abstracts*: EP12A–06.
- Paul, J., Peryt, T.M. y Burne, R.V., 2011. Kalkowsky's stromatolites and oolites (Lower Buntsandstein, northern Germany). *Advances in stromatolite Geobiology*: 13–28.
- Paz, M., Ponce, J.J., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Carmona, N.B., Wetzel, A., Pereira, E. y Rodríguez, M.N., 2021. The Vaca Muerta transgression (Upper Jurassic), Neuquén Basin, Argentina: Insights into the evolution and timing of aeolian–marine transitions. *Sedimentology*, 68(6): 2732–2764.
- Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F., 2012. Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59(2), 646-678.
- Perron, J.T., Myrow, P.M., Huppert, K.L., Koss, A.R. y Wickert, A.D., 2018. Ancient record of changing flows from wave ripple defects. *Geology*, 46: 875–878.
- Peryt, T.M. y Piatkowski, T.S., 1977. Algal-vadose pisoliths in the Zechstein Limestone (Upper Permian) of northern Poland. *Sedimentary Geology*, 19: 275–286.
- Pimentel, M., Carmo, I.O. y Terra, G.J.S., 2012. U-Pb age of tuffs from the Balbuena Group, Salta Basin, NW Argentina. VIII Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Medellín. Resumos.

- Platt, N.H. y Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En *Lacustrine Facies Analysis*, Anadón, P., Cabrera, L., y Kelts, K. (Eds.). International Association of Sedimentologists: 57–74.
- Playford, P.E., Cockbain, A.E., Berry, P.F., Robderts, A.P., Haines, P.W. y Brooke, B., 2013. *The Geology of Shark Bay*. Geological Survey of Western Australia. Bulletin 146, 281 pp.
- Playford, P.E., Cockbain, A.E., Druce, E.C. y Wray, J.L., 1976. Devonian stromatolites from the Canning basin, Western Australia. *Developments in sedimentology*, 20: 543–563.
- Plaziat, J. C., y Freytet, P., 1978. Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléo-pédogenèses développées sur les depots calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc. *Comptes Rendus Academie Science Paris*, 286, 1661-1664.
- Plee, K., Ariztegui, D., Martini, R. y Davaud, E., 2008 Unravelling the microbial role in ooid formation—results of an in-situ experiment in modern freshwater Lake Geneva in Switzerland. *Geobiology*, 6: 341–350.
- Plummer, P. S., y Gostin, V. A., 1981. Shrinkage cracks; desiccation or syneresis? *Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 1147-1156.
- Pomar, L. y Hallock, P., 2008. Carbonate factories: a conundrum in sedimentary geology. *Earth Science Review*, 87: 134–169.
- Pomar, L. y Hallock, P., 2008. Carbonate factories: a conundrum in sedimentary geology. *Earth Sci. Rev.*, 87: 134-169.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Res.*, 13: 313-334.
- Poncet, J., 1984. Microfabric and origin of Cambrian carbonate Ooids—examples from the Cambrian oolite of Carteret (Northeastern Armorican Massif, France). *Sedimentary Geology*, 39: 273–280.
- Posamentier, H.W. y Allen, G.P., 1999. *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, 210 pp.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. En *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.). SEPM Special Publication, 42: 125–154.
- Pratt, B.R., 2010. Peritidal carbonates. In James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., *Facies Models 4*: St. John's, Geological Association of Canada, p. 401–420
- Pratt y James, N.P., 1992. Peritidal carbonates. En *Facies Models: Resonse to sea.level change*, Walker, R.G. (Ed.). Geoscience Canada: 303–322.
- Pratt, B.R. y Holmden, C. 2008. Introduction. En: Pratt, B.R. y Holmden, C. (eds.), *Dynamics of Epeiric Seas*, Geol. Assoc. Canada, Special Paper 48: 1-5.
- Pruss, S.B. y Clemente, H., 2011. Assessing the Role of Skeletons in Early Paleozoic Carbonate Production: Insights from Cambro-Ordovician Strata, Western Newfoundland. En *Quantifying the Evolution of Early Life: Numerical Approaches to the Evaluation of Fossils and Ancient Ecosystems*, Laflamme, M., Schiffbauer, J.D. y Dornbos, S.Q. (Eds.): 161–183. Springer Dordrecht, Heidelberg.

- Purdy, E.G., 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. *Journal of Geology*, 71: 472–497.
- Purser B.H. y Loreau, J.P., 1973. Aragonitic, Supratidal Encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. En *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*, Purser, B.H. (Ed.): 342–376.
- Purser, B.H., 1980. *Sedimentation et diagenese des carbonates neritiques recents*. Editions Technip, Paris, 1, 366 pp.
- Rabinowitz, P.D. y LaBrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11): 5973–6002.
- 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.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3): 41–96.
- Ramos, V.A., 2017. Las provincias geológicas del noroeste argentino. En *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA, Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*: 42–56. San Miguel de Tucumán
- Range, M.M., Arbic, B.K., Johnson, B.C., Moore, T.C., Titov, V., Adcroft, A. J., ... y Wang, H., 2022. The Chicxulub impact produced a powerful global tsunami. *AGU Advances*, 3(5): e2021AV000627.
- Rankey, E.C. y Reeder, S.L., 2011. Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 97–117.
- Rankey, E.C. y Reeder, S.L., 2012. Tidal sands of the Bahamian archipelago. En *Principles of tidal sedimentology*, Davis, R.A. y Dalrymple, R.W. (Eds.): 537–565. Springer, Dordrecht.
- Rankey, E.C., Goodner, H. y Doveton, J., 2018. Depositional Architecture and Petrophysical Variability of an Oolitic Tidal Sand Shoal: Pennsylvanian (Missourian), Kansas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 88: 1114–1131.
- Rankey, E.C., Riegl, B.M. y Steffen, K., 2006. Form, function, and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology*, 53: 191–210.
- Rasband, W.S., 2004. ImageJ. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. Available at: <http://rsb.info.nih.gov/ij/>.
- Ray, D.C., van Buchem, F.S.P., Baines, G., Davies, A., Greselle, B., Simmons, 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. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102901>.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Reijmer, J.J.G., 2021. Marine carbonate factories: Review and update. *Sedimentology*, 68: 1729–1796.
- Reijmer, J.J.G., 2021. Marine carbonate factories: Review and update. *Sedimentology*, 68: 1729–1796.
- Reineck, H. E., 1960. Über die enstehung von linsen und flaser schichten. *Geologische Rundschau*, 49, 149–161.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. Tidal flats. *Depositional sedimentary environments*: 430–456. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Reineck, H. E., y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11(1-2), 99–104.

- Renaut, R.W. y Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010. Lakes. En *Facies Models 4*, James, N.P. y Dalrymple, R.W. (Eds.): 541–575. Geological Association of Canada.
- Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H., James, N.P. y Dalrymple, R.W., 2010. *Facies Models 4*. Geological Association of Canada.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology, Second Edition*: Oxford, U.K., Blackwell Science, 404 pp.
- Rétif, J., Zalouk-Vergnoux, A., Briant, N., y Poirier, L., 2023. From geochemistry to ecotoxicology of rare earth elements in aquatic environments: Diversity and uses of normalization reference materials and anomaly calculation methods. *Science of The Total Environment*, 856, 158890.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *Actas III, V Congreso Geológico Argentino*, 3: 355–385. Buenos Aires.
- Reyes, F.C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Revista Técnica YPF*, 1(2–3): 101–144.
- Fuchtbauer, H., y Richter, D. K., 1981. Internal Breccias near Early Geosynclinal Platform Margins. *AAPG Bulletin*, 65(5), 928-928.
- Riding, R., 2008. Marrying stromatolite perspectives: 3500 million year of history and a century of research. In *Geobiology of stromatolites*. In: *International Kalkowsky-symposium. Abstract volume and field guide to excursions*, Universitätsverlag, Göttingen (pp. 29-30).
- Risacher, F. y Eugster, H.P., 1979. Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, 26: 253–270.
- Rodríguez-López, J.P., Melendez, N., De Boer, P.L. y Soria, A.R., 2012. Controls on marine–erg margin cycle variability: aeolian–marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain. *Sedimentology*, 59(2): 466–501.
- Roehl, P. O., y Choquette, P. W., 1985. Perspectives on world-class carbonate petroleum reservoirs. *AAPG Bulletin*, 69(1), 148-148.
- Roemers-Oliveira E., Fernandes L.A., 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. <https://doi.org/10.1590/2317-488920150030255>
- Rogers, K., 2021. Accommodation space as a framework for assessing the response of mangroves to relative sea-level rise. *Singapore Journal of Tropical Geography*, 42(2): 163–183.
- 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.
- Ronov, A.B, Khain, V.F. y Balukhovskiy, K.B., 1989. *Atlas of Lithological-Paleogeographical Maps of the World: Mesozoic and Cenozoic of Continents and Oceans (in Russian and English)*: 79. Moscow: Editorial Publishing Group.

- Roos, P.C. y Blondeaux, P., 2001. Sand ripples under sea waves. Part 4. *Journal of Fluid Mechanics*, 447: 227–246.
- 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.
- Rubiolo, D., Gallardo, E., Disalvo, A., Sánchez, M. C., Turel, A. V., Seggiaro, R. E., ... y González, O. E., 2003. Hoja Geológica 2366-II/2166-IV La Quiaca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín 246. Buenos Aires.
- Ruiz-Monroy, R., 2021. Organic geochemical characterization of the Yacoraite Formation (NW-Argentina)-paleoenvironment and petroleum potential. [Tesis de doctorado]. University of Potsdam. Inédito.
- Rull, V., 2022. The Caribbean mangroves: An Eocene innovation with no Cretaceous precursors. *Earth-Science Reviews*, 231: 104070.
- Sábato Ceraldi T. y Green D., 2017. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. En *Petroleum Geoscience of the West Africa Margin*, Sabato Ceraldi, T., Hodgkinson, R. A. y Backe, G. (Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 438: 77–98.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A. y Zakharov, V., 1996. Eustatic curve for the Middle Jurassic—Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution. *AAPG bulletin*, 80(9): 1433–1458.
- 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.
- Salfity, J.A., 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. *Actas, VII Congreso Geológico Argentino*, 1: 505–515. Neuquén.
- Sames, B., Wagreich, M., Conrad, C.P. y Iqbal, S., 2020. Aquifer-eustasy as the main driver of short-term sea-level fluctuations during Cretaceous hothouse climate phases. En *Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes*. Geological Society, Wagreich, M., Hart, M.B., Sames, B. y Yilmaz, I.O. (Eds.): 498. London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP498-2019-105>
- Sames, B., Wagreich, M., Wendler, J.E., Haq, B.U., Conrad, C.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Hu, X., Wendler, I., Wolfgring, E., Yilmaz, I. y Zorina, S.O., 2016. Review: short-term sea-level changes in a greenhouse world — a view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 393–411.
- Sandberg, P.A., 1975. New interpretation of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22: 497–537.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. SEPM, Special Publication, 42: 155–181.
- Sarker, S., Masud-UI-Alam, M., Hossain, M.S., Rahman Chowdhury, S. y Sharifuzzaman, S.M., 2021. A review of bioturbation and sediment organic geochemistry in mangroves. *Geological Journal*, 56(5): 2439–2450.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D. y Cloetingh, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 383–411.

- Scanferla, A., F.L. Agnolin, F.E. Novas, M. de la Fuente, E. Bellosi, A.M. Báez y A.L. Cione. 2011. A vertebrate assemblage of Las Curtiembres Formation (Upper Cretaceous) of northwestern Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"* 13 (2): 195-204.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I. y Frise, E., 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature methods*, 9: 676–682.
- Schlager, W. 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. J. Earth Sci.* 92, 445–464.
- Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Part 1 92: 197-211.
- Schlager, W., 2000. Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mud-mound carbonate systems. En: Skelton, P.W. and Palmer, T.J. (Eds), *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* Special Publication Geological Society of London, 178: 217-227.
- Schlager, W., 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. J. Earth Sci.*, 92: 445-464.
- Schlanger, S.O. y Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geologie en mijnbouw*, 55: 179–184.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini C.E. y Kraemer, P.E., 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En *Petroleum basins of South America*, Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 341–358. Tulsa, Oklahoma.
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Alvarez Trentini, G. y Spalletti, L.A., 2016. Climatically versus eustatically controlled, sediment-supply-driven cycles: carbonate-siliciclastic, high-frequency sequences in the Valanginian of the Neuquen Basin (Argentina). *Journal of Sedimentary Research*, 86: 312–335.
- Selley, R. C., 1996. *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis*. Psychology Press, 300 p.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. *Second ISAG*, Oxford: 21–23.
- Sempere, T., Acosta, H. y Carlotto, V., 2004. Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. *Special Publication, SGP WS*: 81–103.
- 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.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., ... y Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3–4): 212– 270.
- Sheehan, P.M., Coorough, P.J. y Fastovsky, D.E., 1996. Biotic selectivity during the K/T and. The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History, 307: 477.
- Sheth, H.C., 2005. Were the Deccan flood basalts derived in part from ancient oceanic crust within the Indian continental lithosphere?. *Gondwana Research*, 8(2): 109–127.
- Siahi, M., Hofmann, A., Master, S., Mueller, C. y Gerdes, A., 2017. Carbonate ooids of the Mesoarchaeon Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*, 15: 750–766.

- 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.
- Sial, A.N., Lacerda, L.D.D., Ferreira, V.P., Frei, R., Marquillas, R.A., Barbosa, Gaucher, J.A., Windmüller, C.C., y Pereira, N.S., 2013. Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous–Paleogene transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387: 153–164.
- Siesser, W.G., 1973. Diagenetically formed ooids and intraclasts in South African calcretes. *Sedimentology*, 20: 539–551.
- Simone, L., 1981. Ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, 16: 319–355.
- Sipos, A.A., Domokos, G. y Jerolmack, D.J., 2018. Shape evolution of ooids: a geometric model. *Scientific Reports*, 8: 1758.
- Smit, J., 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1): 75–113.
- Smith, B.P., Ingalls, M., Trower, E.J., Lingappa, U.F., Present, T.M., Magyar, J.S. y Fischer W.W., 2020. Physical controls on carbonate intraclasts: Modern flat pebbles from Great Salt Lake, Utah. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125: e2020JF005733. <https://doi.org/10.1029/2020JF005733>
- Smith, A. G., 1968. The origin and deformation of some "molar-tooth" structures in the Precambrian Belt-Purcell Supergroup. *The Journal of Geology*, 76(4), 426-443.
- Smith, D.G., 1994. Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics. En: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 19: 531-544.
- Smith, L., 2019. Fitted-Fabric Grainstones-Commonly Overlooked Evidence for Vadose Diagenesis and Subaerial Exposure. *The Sedimentary Record*, 17: 4–9.
- Smith, M.E. y Carroll, A.R., 2015. *Stratigraphy and paleolimnology of the Green River Formation, western USA*, Springer. *Syntheses in Limnogeology*, 1, 355 pp.
- Smrzka, D., Zwicker, J., Bach, W., Feng, D., Himmler, T., Chen, D. y Peckmann, J., 2019. The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review. *Facies*, 65: 1–47.
- Sochan, A., Zieliński, P. y Bieganski, A., 2015. Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. *Sedimentary Geology*, 327: 14–20.
- Soreghan, M. J., y Cohen, A. S., 1996. Textural and compositional variability across littoral segments of Lake Tanganyika: the effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large rift lakes. *AAPG bulletin*, 80(3), 382-408.
- Spalletti, L.A., 1987. Cuencas Sedimentarias Argentinas. *Serie Correlación Geológica*, 6: 43–64.
- Spence, G.H. y Tucker, M.E., 2007. A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 797–808.
- Spence, G.H., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H. y Tucker, M.E., 2004, Unravelling the microfacies signatures of parasequences using computer optimized similarity matrices. *Sedimentology*, 51: 1243–1271.
- Srikanth, S., Lum, S.K.Y. y Chen, Z., 2016. Mangrove root: adaptations and ecological importance. *Trees*, 30: 451–465.
- Srivastava, J. y Prasad, V., 2019. Evolution and paleobiogeography of mangroves. *Marine Ecology*, 40(6): e12571.

- 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.
- Stewart, R.B., Price, R.C. y Smith, I.E.M., 1996. Evolution of high-K arc magma, Egmont volcano, Taranaki, New Zealand: evidence from mineral chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(3-4): 275–295.
- Stica, J.M., Zalán, P.V. y Ferrari, A.L., 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50: 1–21.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.T. y Wever, H.E., 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. Geological Society, London, Special Publications, 68(1): 149–163.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711–727.
- Strasser, A., 1988. Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35(3), 369-383.
- Strasser, A., 1991, Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments-autocyclic and allocyclic processes. En *Cycles and events in stratigraphy*, Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (Eds.): 709–721. Berlin, Springer Verlag.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. y Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geol.*, 128:201–221.
- Summons, R.E., Bird, L.R., Gillespie, A.L., Pruss, S.B., Roberts, M. y Sessions, A.L., 2013. Lipid biomarkers in ooids from different locations and ages: evidence for a common bacterial flora. *Geobiology*, 11: 420–436.
- Sumner, D.Y. y Grotzinger, J.P., 1993. Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids: *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 974–982.
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Araujo, T.A.A., Playford, P.E., Holley, D.K., Mcnamara, K.J. y Eberli, G.P., 2016b. Environmental pressures influencing living stromatolites in Hamelin Pool, shark bay, Western Australia. *Palaios*, 31: 483–496. <https://doi.org/10.2110/palo.2016.023>
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Oehlert, A.M., Playford, P.E., Steffensen, C.K., Andres, M.S. y Eberli, G. P., 2019. Stromatolite provinces of Hamelin pool: Physiographic controls on stromatolites and associated lithofacies. *Journal of Sedimentary Research*, 89(3): 207-226.
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Playford, P.E., Foster, J.S., Stolz, J.F., Casaburi, G., Hagan, P.D., Chirayath, V., Macintyre, I.G., Planavsky, N.J. y Eberli, G.P., 2016. New multi-scale perspectives on the stromatolites of Shark Bay, Western Australia. *Scientific reports*, 6(1): 20557.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444–456.
- Swift, D.J.P., 1975. Barrier – island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1–43.

- Taft, W.H., Arrington, F., Haimovitz, A., MacDonald, C. y Woolheater, C., 1968. Lithification of modern marine carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas. *Bulletin of Marine Science*, 18: 762–828.
- Talbot, M. y Allen, P., 1996. Lakes. En *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Reading, H. (Ed.): 83–124. Blackwell Publishing, Oxford.
- Tanaka, K., y Kawabe, I., 2006. REE abundances in ancient seawater inferred from marine limestone and experimental REE partition coefficients between calcite and aqueous solution. *Geochemical Journal*, 40(5), 425-435.
- Tasistro-Hart, A., Maloof, A., Schoene, B. y Eddy, M.P., 2020. Astronomically forced hydrology of the Late Cretaceous subtropical Potosí Basin, Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 22 pp.
- Teixell, A., Tesón, E, Ruiz, J.C. y Mora, A., 2015. The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogotá. En *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, Bartolini, C. y Mann, P. (Eds.): 499–516.
- Teles, V., Hamon, Y., Deschamps, R., Rohais, S., Nader, F. H., Heckenmeyer, E., Gasparrini, M., Barbier, M., Lerat, O., Joseph, P. y Doligez, B., 2023. Modelling the coupled heterogeneities of the lacustrine microbialite-bearing carbonate reservoir of the Yacoraité Formation (Salta, Argentina). *Comptes Rendus. Géoscience*, 355(S1), 1-20.
- Thorn, B.G., Wright, L.D. y Coleman, J. M., 1979. Mangrove ecology and deltaic estuarine geomorphology: Cambridge Gulf-Ord River, Western Australia. *The Journal of Ecology*, 63(1): 203–232.
- 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. En *Shelf Sand and Sandstone Bodies—Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. y Thorne, J.A. (Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 14: 189–255.
- Tinterri, R., 2011. Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal-and hummocky-cross stratification. *GeoActa*, 10(4), 1-43.
- Tinker, S.W., 1998, Shelf-to-basin facies distributions and sequence stratigraphy of a steep-rimmed carbonate margin: Capitan depositional system, McKittrick Canyon, New Mexico and Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 68(6): 1146–1174.
- Tomlinson, P.B., 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge University Press. 418 pp.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C. y Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177(3): 1315–1333.
- Tostevin, R., Shields, G. A., Tarbuck, G. M., He, T., Clarkson, M. O., y Wood, R. A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, 438, 146-162.
- Trower, E.J. y Grotzinger, J.P., 2010. Sedimentology, diagenesis, and stratigraphic occurrence of giant ooids in the Ediacaran Rainstorm Member, Johnnie Formation, Death Valley region, California. *Precambrian Research*, 180: 113–124.

- Trower, E.J., 2020. The enigma of Neoproterozoic giant ooids—Fingerprints of extreme climate?. *Geophysical Research Letters*, 47: e2019GL086146.
- Trower, E.J., Bridgers, S.L., Lamb, M.P. y Fischer, W.W., 2020. Ooid cortical stratigraphy reveals common histories of individual co-occurring sedimentary grains. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(7): 1–19. <https://doi.org/10.1029/2019JF005452>
- Trower, E.J., Cantine, M.D., Gomes, M.L., Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., Lamb M.P., Lingappa, U., O' Reilly, S.S., Present, T.M., Stein, N., Strauss, J.S. y Fischer, W.W., 2018. Active ooid growth driven by sediment transport in a high-energy shoal, little Ambergris cay, Turks and Caicos Islands. *Journal of Sedimentary Research*, 88: 1132–1151.
- Trower, E.J., Lamb, M.P. y Fischer, W.W., 2017. Experimental evidence that ooid size reflects a dynamic equilibrium between rapid precipitation and abrasion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 468: 112–118.
- Tucker, M., 2001. Book Review: Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in Sequence Stratigraphic Framework. By Clyde Moore, Published by Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology Volume 55, 2001, pp. 444. Price US\$79. *Organic Geochemistry*, 32(11), 1373-1373.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.
- 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.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. y Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4): 333–348.
- Uliana, M. A., Biddle K. T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Eds.). AAPG Memoir 46: 599–614.
- Uysal, I.T., Golding, S.D. y Glikson, M., 2000. Petrographic and isotope constraints on the origin of authigenic carbonate minerals and the associated fluid evolution in Late Permian coal measures, Bowen Basin (Queensland), Australia. *Sedimentary Geology*, 136(3–4): 189–206.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M. y Thompson, S.I.I.I., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. En *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Payton, C.E. (Ed.). Memoir 26 American Association of Petroleum Geologists: 63–81.
- Van den Berg, J.H. y Nio, S.D., 2010. *Sedimentary Structures and their Relation to Bedforms and Flow Conditions*. EAGE Publications, Houten, 138 pp.
- Van Ee, N.J., Wanless, H.R., Morgan, W.A. y Harris, P.M., 2008. Ooids and grapestone-A significant source of mud on Caicos platform. *Developing Models and Analogs for Isolated Carbonate Platforms-Holocene and Pleistocene Carbonates of Caicos Platform, British West Indies*: 121–125.
- Van Kranendonk M. J., Webb G. E. y Kamber B. S., 2003. Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archaean Ocean. *Geobiology* 1, 91–108.

- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, 7, 55 pp.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. En *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.). *SEPM Special Publication*, 42: 39–45.
- Veevers, J.J., 2012. Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland. *Earth-Science Reviews*, 111(3–4): 249–318.
- Vellekoop, J., Smit, J., van de Schootbrugge, B., Weijers, J.W., Galeotti, S., Damste, J.S.S. y Brinkhuis, H., 2015. Palynological evidence for prolonged cooling along the Tunisian continental shelf following the K–Pg boundary impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426: 216–228.
- Verrecchia, E.P., 2011. Pedogenic carbonates. *Encyclopedia of Geobiology*: 721–725. Springer Science + Business Media B.V.
- Verri, G., Pinardi, N., Oddo, P. Ciliberti, S.A., y Coppini, G., 2018. River runoff influences on the Central Mediterranean overturning circulation. *Climate Dynamics*, 50:1675–1703. DOI 10.1007/s00382-017-3715-9
- Vilela, C.R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo-Dolomítico de la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(2): 101–107.
- Villafañe P.G., Cónsole-Gonella C., Citton P., Díaz-Martínez I., de Valais S. 2021. Three-dimensional stromatolites from Yacoraite Formation (Maastrichtian-Danian, Argentina): Modeling and assessing hydrodynamic controls on growth patterns. *Geological Magazine*, 158(10):1756-1772. <https://doi.org/10.1017/S0016756821000315>.
- Villafañe, P. G., Frías-Saba, R. D. C., Della-Vedova, M., Citton, P., Díaz-Martínez, I., Valais, S. D., ... y Cónsole-Gonella, C. (2023). Microbialitic deposits of the Yacoraite Formation, NW Argentina: distribution, environments, paleoecology, and economic implications. *Brazilian Journal of Geology*, 52.
- Villafañe, P.G., Cónsole-Gonella, C., Citton, P., Díaz-Martínez, I. y de Valais, S., 2021. Three-dimensional stromatolites from Maastrichtian–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.
- Visser, M. J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8(11), 543-546.
- Wadood, B., Khan, S., Li, H., Wadood, J., Ahmad, S. y Khan, A., 2021. The Middle Permian (Capitanian) carbonate platform evolution and stratigraphic architecture of a Neo-Tethys rim basin, Central Pakistan. *Geological Journal*, 56(8): 4080–4101.

- Walker, R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62(6), 932-966.
- Webb, G. E., y Kamber, B. S., 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(9), 1557-1565.
- Weibel, R., Lindström, S., Pedersen, G.K., Johansson, L., Dybkjaer, K., Whitehouse, M.J., Boyce, A.J. y Leng, M.J., 2016. Groundwater table fluctuations recorded in zonation of microbial siderites from end-Triassic strata. *Sedimentary Geology*, 342: 47–65.
- Wells, M.R., Allison, P.A., Piggott, M.D., Hampson, G.J., Pain, C.C., and Gorman, G.J., 2010, Tidal modeling of an ancient tide-dominated seaway, Part 1: Model validation and application to global Early Cretaceous (Aptian) tides. *Journal of Sedimentary Research*, 80: 393-410, <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.044>.
- Whybrow, P.J. y McClure, H. A., 1981. Fossil mangrove roots and palaeoenvironments of the Miocene of the eastern Arabian Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32: 213–225.
- Wilkinson, B.H. y Landing, E., 1978. "Eggshell diagenesis" and primary radial fabric in calcite ooids. *Journal of Sedimentary Research*, 48: 1129–1138.
- Wilkinson, B.H., Diedrich, N.W., Drummond, C.N. y Rothman, E.D., 1998. Michigan hockey, meteoric precipitation, and carbonate accumulation on peritidal carbonate platforms: *Geological Society of America Bulletin*, 110: 1075–1093.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Rothman, E.D. y Diedrich, N.W., 1997, Stratal order in peritidal carbonate sequences: *Journal of Sedimentary Research*, B67: 1068–1082.
- Wilkinson, B.H., Merrill, G.K. y Kivett, S.J., 2003. Stratal order in Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of America Bulletin*, 115(9): 1068–1087.
- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. y Carroll, A.R., 1984. Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 171–183.
- Will, T.M. y Frimmel, H.E., 2018. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research*, 53: 9–19.
- Wilson, J.L., 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 805–818.
- Winland, H.D. y Matthews, R.K., 1974. Origin and significance of grapestone, Bahama Islands. *Journal of Sedimentary Research*, 44: 921–927.
- Wright, V. P., 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. In *Developments in soil science* (Vol. 19, pp. 401-407). Elsevier.
- Wright, V.P., 1992. Chapter 12. Paleosol recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. En *Diagenesis, III*, Wolf, K.H. y Chilingarian, G.V. (Eds.). *Developments in Sedimentology*, 47: 591–619.
- Wright, V. P., 2007. Calcrete. *Geochemical sediments and landscapes*, 10-45.
- Wright, V.P., Burgess, P.M., 2005. The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. *Facies* 51, 17–23.

- Wu, H. P., Jiang, S. Y., Palmer, M. R., Wei, H. Z., y Yang, J. H., 2019. Positive cerium anomaly in the Doushantuo cap carbonates from the Yangtze platform, South China: Implications for intermediate water column manganous conditions in the aftermath of the Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, 320, 93-110.
- Xu, Z., Lim, D., Choi, J., Yang, S., y Jung, H. (2009). Rare earth elements in bottom sediments of major rivers around the Yellow Sea: implications for sediment provenance. *Geo-Marine Letters*, 29, 291-300.
- Yan, K., Wang, C. L., Mischke, S., Wang, J. Y., Shen, L. J., Yu, X. C., y Meng, L. Y., 2021. Major and trace-element geochemistry of Late Cretaceous clastic rocks in the Jitai Basin, southeast China. *Scientific Reports*, 11(1), 13846.
- Yang, W., 2007. Transgressive wave ravinement on an epicontinental shelf as recorded by an Upper Pennsylvanian soil-nodule conglomerate-sandstone unit, Kansas and Oklahoma, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 197: 189–205.
- Yang, W., Kominz, M.A. y Major, R. P., 1998. Distinguishing the roles of autogenic versus allogenic processes in cyclic sedimentation, Cisco Group (Virgilian and Wolfcampian), north-central Texas: *Geological Society of America Bulletin*, 110: 1333–1353.
- Yılmaz, İ. Ö., y Altiner, D., 2006. Cyclic palaeokarst surfaces in Aptian peritidal carbonate successions (Taurides, southwest Turkey): internal structure and response to mid-Aptian sea-level fall. *Cretaceous Research*, 27(6), 814-827.
- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C.G. y Wise, S.W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective, *The Journal of Geology*, 101: 191–213.
- Zakharov, Y.D., Shigeta, Y., Nagendra, R., Safronov, P.P., Smyshlyaeva, O.P., Popov, A.M., ... y Afanasyeva, T.B., 2011. Cretaceous climate oscillations in the southern palaeolatitudes: New stable isotope evidence from India and Madagascar. *Cretaceous Research*, 32(5): 623–645.
- Zecchin, M. y Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, 39: 1–25
- Zecchin, M. y Catuneanu, O., 2015. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves III: applications to reservoir geology. *Marine and Petroleum Geology*, 62: 161–175.
- Zecchin, M., 2007. The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 84(1–2): 21–55.
- Zecchin, M., Catuneanu, O. y Caffau, M., 2017. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 85: 259–271.
- Zecchin, M., Catuneanu, O. y Caffau, M., 2019. Wave-ravinement surfaces: Classification and key characteristics. *Earth-Science Reviews*, 188: 210–239.
- Zecchin, M., Ceramicola, S., Gordini, E., Deponte, M. y Critelli, S., 2011. Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: the case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy). *Marine Geology*, 281: 43–58.
- Zeng, Z. and Tice, M.M., 2014. Promotion and nucleation of carbonate precipitation during microbial iron reduction. *Geobiology*, 12(4), pp.362-371.

- Zeng, Z. y Tice, M.M., 2014. Promotion and nucleation of carbonate precipitation during microbial iron reduction. *Geobiology*, 12(4): 362-371.
- Zhang, Y. y Gao, X., 2015. Rare earth elements in surface sediments of a marine coast under heavy anthropogenic influence: the Bohai Bay, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 164: 86–93.
- Zhao, Z., Wang, D., Bagas, L. y Chen, Z., 2022. Geochemical and REE mineralogical characteristics of the Zhaibei Granite in Jiangxi Province, southern China, and a model for the genesis of ion-adsorption REE deposits. *Ore Geology Reviews*, 140: 104579.
- Zhou, J., y Chafetz, H. S., 2009. The genesis of late Quaternary caliche nodules in Mission Bay, Texas: stable isotopic compositions and palaeoenvironmental interpretation. *Sedimentology*, 56(5), 1392-1410.
- Zuchuat, V., Steel, E., Mulligan, R.P., Collins, D.S. y Green, J.A.M. 2022. Tidal dynamics in palaeo-seas in response to changes in physiography, tidal forcing and bed shear stress. *Sedimentology*, 69:1861-1890.

ANEXOS

Anexo 1: Tablas de composición mineralógica de la Formación Yacoraite

| FASES MINERALES PRESENTES EN LA SECCIÓN YAVI-1 | | | | | | | | | |
|--|-------------------|-------------------|--------------------------------------|-------------------------|------------------|-----------------------------------|--|--|---|
| Fases Minerales | Calcita | Aragonita | Dolomita | Calcita-Mg | Cuarzo | Feldespato-K | Plagioclasa | Micas | Arcillas |
| Fórmula Química | CaCO ₃ | CaCO ₃ | CaMg (CO ₃) ₂ | MgCa (CO ₃) | SiO ₂ | KAlSi ₃ O ₈ | Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈) | KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂ | K (Al, Fe, Mg) ₃ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ |
| MUESTRAS | | | | | | | | | |
| Y1-4 | x | | x | | x | x | | | |
| Y1-5 | x | x | x | x | x | | | | |
| Y1-6 | x | | x | x | x | | | | |
| Y1-7 | x | | x | x | x | | | | |
| Y1-8 | x | | x | x | | | | | |
| Y1-9 | x | | x | x | | | | | |
| Y1-10 | x | | x | x | x | | | | |
| Y1-12 | x | | x | x | x | | | | |
| Y1-13 | x | | x | x | x | | | | |
| Y1-17 | x | | x | x | x | | | | |
| FASES PRESENTES EN LA SECCIÓN YAVI-3 | | | | | | | | | |
| Y3-4 | x | | x | x | x | x | | | |

| | | | | | | | | |
|-------|---|--|---|---|---|---|---|---|
| Y3-5 | x | | x | x | | | | |
| Y3-6 | x | | x | x | x | | | |
| Y3-7 | x | | x | | x | | | |
| Y3-8 | x | | | x | x | x | x | x |
| Y3-9 | x | | | | x | | x | x |
| Y3-14 | x | | | x | x | | | |
| Y3-15 | x | | | | x | | | |
| Y3-16 | x | | | x | | | | |
| Y3-17 | | | | | x | | x | x |

Tabla A1. Análisis de fases minerales y composición química de muestras obtenidas de las secciones de Yavi 1 y Yavi 3.

| FASES MINERALES PRESENTES EN LA SECCIÓN ESPINAZO DEL DIABLO | | | | | | | | |
|---|-------------------|---------------------------------------|--------------------------|------------------|-----------------------------------|---|--|---|
| Fases Minerales | Calcita | Dolomita | Calcita-Mg | Cuarzo | Feldespato-K | Plagioclasa | Micas | Arcillas |
| Fórmula Química | CaCO ₃ | CaMg (CO ₃) ₂ | MgCa (CO ₃) | SiO ₂ | KAlSi ₃ O ₈ | Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈) | KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂ | K(Al , Fe , Mg) ₃ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ |
| MUESTRAS | | | | | | | | |
| 17 ED-1 | | | | x | x | | | |
| 17ED-2 | x | | | x | x | | x | |
| 17ED-4 | x | x | | x | x | | | |
| 17ED-13 | x | x | x | x | x | | | |

| | | | | | | | | |
|----------|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 17ED-16 | x | x | | x | | | | |
| 17ED-22 | x | | | x | x | | x | |
| 17ED-44 | x | | | x | | | x | x |
| 17ED-47 | | | | x | | | x | x |
| 17ED-48 | x | | | x | | | x | x |
| 17ED-52 | x | | | x | | x | x | |
| 17ED-67 | X | | X | X | | X | x | |
| 17ED-101 | x | | x | x | | | x | |
| 17ED-102 | x | | x | x | | x | x | |
| 17ED-117 | x | x | x | x | | | | |
| 17ED-121 | x | | | x | | x | x | |
| 17ED-128 | | | | x | | | x | x |
| 17ED-135 | x | | | x | x | | x | x |
| 17ED-156 | x | | | x | | x | x | x |
| 17ED-157 | x | | | x | | x | x | |
| 17ED-158 | x | | | | | x | | x |
| 17ED-200 | x | | | x | x | | | |
| 17ED-202 | | | | x | x | | x | x |
| 17ED-211 | x | | | x | | x | x | x |
| 17ED-212 | x | | x | x | | x | x | x |
| 17ED-213 | x | | x | x | | x | x | |

Tabla A2. Análisis de fases minerales y composición química de muestras obtenidas de la sección Espinazo del Diablo.

Anexo 2: Tablas y gráficos de normalización geoquímicos para muestras de Espinazo del Diablo, Yavi 1 y Yavi 3.

| Datos normalizados | | |
|--------------------|----------|-------------|
| Elementos | C1 (ppm) | PAAS* (ppm) |
| Rb | | 160 |
| Sr | | 200 |
| Y | 1.56 | 27 |
| Zr | | 210 |
| Cs | | 15 |
| Ba | | 650 |
| La | 0.235 | 38.2 |
| Ce | 0.603 | 79.6 |
| Pr | 0.089 | 8.83 |
| Nd | 0.452 | 33.9 |
| Sm | 0.147 | 5.55 |
| Eu | 0.056 | 1.08 |
| Gd | 0.197 | 4.66 |
| Tb | 0.036 | 0.774 |
| Dy | 0.243 | 4.68 |
| Ho | 0.056 | 0.991 |
| Er | 0.159 | 2.85 |
| Tm | 0.024 | 0.405 |
| Yb | 0.163 | 2.82 |
| Lu | 0.024 | 0.433 |
| Hf | | 5 |
| Pb | | 20 |
| Th | | 14.6 |
| U | | 3.1 |

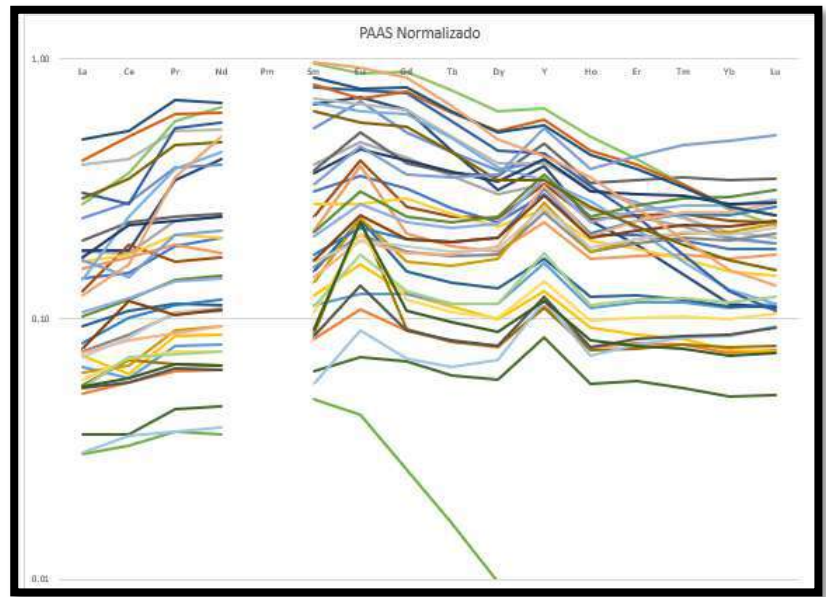


Figura A1. Diagrama de REYs con valores normalizados por PAAS de todas las muestras analizadas de la Formación Yacoraite. Ver tabla A3.

Tabla A2. Composiciones sedimentarias estándares usadas para la normalización de las concentraciones de los REYs en rocas sedimentarias. C1 - Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoric and solar. Para PAAS* Taylor and McLennan, 1985 The Continental Crust: its Composition and Evolution, except Dy, from McLennan, 1989, MSA volume 21.

ANEXO 3

Atypical ooid diversity in the Upper Cretaceous Yacoraite Formation, Argentina

ARIADNA COPPA VIGLIOCCO^{*†} , RICARDO A. ASTINI^{*†} and FERNANDO J. GOMEZ^{*†}

^{*}*Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba, X5016GCA, Argentina (E-mail: ariadna.coppa@mi.unc.edu.ar)*

[†]*Universidad Nacional de Córdoba (UNC-FCEFyN), Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba, X5016GCA, Argentina*

Associate Editor – John J. G. Reijmer

ABSTRACT

This study reports on ooid diversity from different lithotypes of the Yacoraite Formation (Salta Group basin) in the Central Andes of north-west Argentina. The ooids display a variety of internal and external morphologies that may be deployed as proxies for seawater chemistry and hydrodynamic processes. A short review of nomenclature problems is first discussed, followed by presentation of a two-fold quantitative and qualitative methodology. Our proposed classification addresses internal and external ooid characters in order to understand growth in response to various environmental processes at an individual particle level. This classification allows discrimination between a variety of morphologies, but also evaluation of the complexity of the processes involved in ooid formation as seen in the fossil record. This study evaluates whether the ooids present within the Yacoraite Formation share similarities with ooids formed in marine versus marine lagoon and/or lacustrine environments. A possible lacustrine interpretation finds its origin in the diverse assemblage of ooid morphotypes present, which exceeds the variations described for marine ooids. However, growth paths and occurrence of various compound morphologies point to intense marine recycling, suggesting little accommodation. Together with other sedimentological characteristics, for example, bi-directional cross-bedding, tidal shoals, hummocky cross-stratification and exposure surfaces, these features suggest that marine processes had an impact on the sediments. Therefore, the ooid assemblage of the Cretaceous Yacoraite Formation was most likely formed in a shallow coastal lagoon in the framework of an epicontinental sea that at times experienced marine flooding events. A detailed evaluation of processes involved in oolite formation is needed in order to improve the stratigraphic and palaeoenvironmental understanding of ooid formation through time. This includes examining alternating constructive and destructive stages, early binding and cementation, reworking, recycling and averaging processes.

Keywords Cretaceous, epicontinental carbonates, ooid diversity, ooid growth, quantitative analysis, Yacoraite Formation.

INTRODUCTION

Ooids consist of largely sand-sized spherical to subspherical carbonate particles, generally up to about 2 mm in diameter, with concentric calcareous layers growing around a nucleus of variable origin and composition (Flügel, 1982; Tucker & Wright, 1990). Ooid grains form rocks called oolites (Brückmann, 1721; Burne *et al.*, 2012), which may comprise ooids exhibiting a variety of textures. Carbonate ooids are typically formed in carbonate saturated and agitated shallow waters, thus promoting precipitation as spherical particles (Bathurst, 1972; Folk & Lynch, 2001; Trower *et al.*, 2017, 2018). Ooid grains are represented in all geological periods (Kalkowsky, 1908; Paul *et al.*, 2011; Siah *et al.*, 2017) from the present to the deep past. Their size varies from <1 mm to >2 mm, as shown by the giant ooids of Neoproterozoic platforms (Sumner & Grotzinger, 1993; Trower & Grotzinger, 2010; Trower, 2020) or those of the end-Permian in South China (Lehrmann *et al.*, 2012; Mei & Gao, 2012; Li *et al.*, 2013, 2015, 2021). Their geological interest stems from the fact that ooids provide valuable information on current–sediment interactions and aqueous carbonate chemistry (Deelman, 1978; Rankey & Reeder, 2012). In addition, ooids can reflect a biosignature if formed via microbial mediated precipitation (Ariztegui *et al.*, 2012; Diaz *et al.*, 2017; Harris *et al.*, 2019). Oolites are significant in the evolution of marine and lacustrine carbonate stratigraphic records of all ages worldwide, and frequently can be linked to hydrocarbon accumulations (Sandberg, 1975; Ferguson & Ibe, 1982; Davaud & Girardclos, 2001; Rankey *et al.*, 2018).

Recently, several contributions have provided new insights into the origin of ooids based on their detailed internal and external aspects (see Diaz & Eberli, 2019, and references therein). Some studies have proposed adding new genetic terminology (*mature* versus *immature ooids*, Sipos *et al.*, 2018) and others (Batchelor *et al.*, 2018) have shown problems arising through early diagenesis, which should be taken into consideration and may complicate interpretations. An up-to-date synthesis of the existing morphological and textural varieties is here needed in order to: (i) clarify the terminology; and (ii) initiate the debate on possible origins of a wide range of morphologies.

An all-encompassing descriptive framework may help with the depositional environmental

interpretation of ancient studies. Understanding the balance between growth and abrasion, and their impact on the size of these particles (Strasser, 1986; Sumner & Grotzinger, 1993; Sipos *et al.*, 2018) has been revitalized in recent experimental research (Trower *et al.*, 2017, 2018, 2020). However, the variety of features present and the controls determining their formation are still a matter for discussion and a range of possibilities are proposed ranging from dominant physical–chemical processes (Deelman, 1978; Sumner & Grotzinger, 1993; Brehm *et al.*, 2006; Anderson *et al.*, 2020) to dominant biogenic processes (Ariztegui *et al.*, 2012; Edgcomb *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2015, 2019; Diaz *et al.*, 2017; Batchelor *et al.*, 2018; Sipos *et al.*, 2018; Harris *et al.*, 2019).

The aim of this contribution is to document diverse morphological attributes of ooids present in the carbonate intervals of the Yacoraite Formation, a Late Cretaceous–Palaeocene unit in north-west Argentina. The study focusses on: (i) quantitative considerations relating to size, sorting and morphology; and (ii) qualitative aspects of the internal fabric of the ooids. A set of procedures and criteria are proposed that allow interpretation of the processes involved in ooid formation, and consolidation of a common terminology that can be applied throughout the stratigraphic record, regardless of the age. An alternation of lacustrine and marine deposits is proposed to explain growth trajectories that may be present in coastal settings, including tidal flats and coastal lagoons, where both constructive and destructive processes of the ooid laminae as well as ooid aggregation occur.

OOID TERMINOLOGY

The number of individual grains serving as an ooid nucleus, as well as their nature and shape, can be taken into account in order to differentiate between *simple* and *compound* ooids (Fig. 1) following Flügel (1982). According to this, simple ooids are grains with one particle in their interior, whereas compound ooids consist of two or more particles bound together to form the nucleus of a new ooid. Other names that have been used as synonyms for compound ooids are composite or complex ooids (Carozzi, 1964; Poncet, 1984) and poly-ooids (Kalkowsky, 1908; Chatalov, 2005).

Another common criterion considers the relative position of the nucleus to discern whether

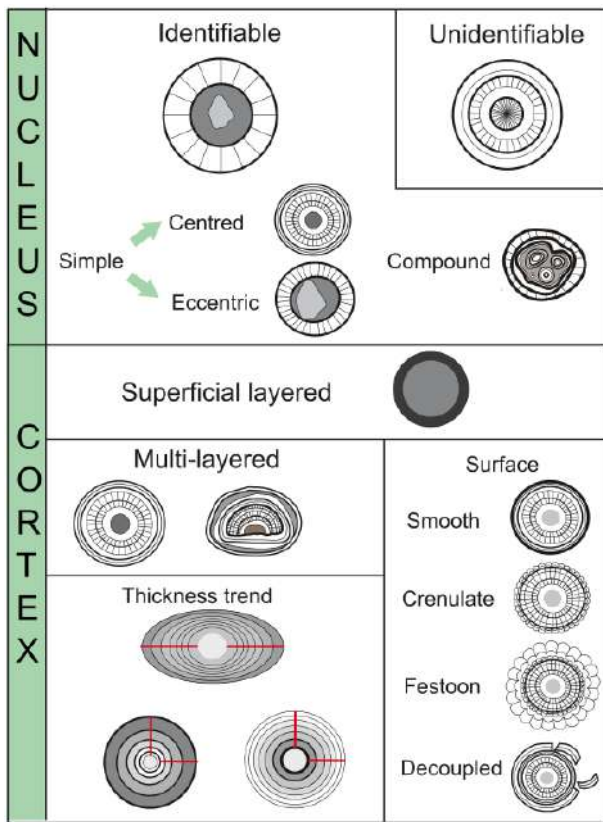


Fig. 1. Sketch showing characterization of ooid distinct attributes considered for description and counting. Red arrows indicate lining tendencies discussed in the text.

the layers develop centred or eccentricly around the nucleus (Fig. 1). When the nucleus is off-centre within the ooid, it is classified as *eccentric*. (Gasiewicz, 1984; Flügel, 2004).

The cortex of ooids may include one or several envelopes. When finer divisions can be detected, it may be important to differentiate laminae as an internal attribute of the linings. A lamina has an average thickness of 1 to 3 microns, but cortical layers can be up to a millimetre in thickness (Flügel, 2004). Ooids with a single cortical layer (Bathurst, 1967) are defined as *superficial ooids* (Carozzi, 1957). According to Flügel (2004), the thickness of the layer should be at least half the diameter of the complete ooid. On the other hand, *multiple-layered ooids* are characterized by two or more laminae visible at microscopic scale (Fig. 1). In the literature, these ooids are classified as normal ooids (Sandberg, 1975; Heller *et al.*, 1980; Flügel, 2004) or regular ooids (Li *et al.*, 2015).

Various other features may also occur within the cortex package of multilayered ooids that

can be used to unravel the ooid cortical stratigraphy (Trower *et al.*, 2020). The thickness trends of the laminae (Batchelor *et al.*, 2018; Sipos *et al.*, 2018) represent the accretion history (for example, thickening or thinning or random distribution, Fig. 1), as long as there is some certainty that the thin section traversed the ooid centre (visible nucleus). The individual laminae may display the same thickness around the entire ooid, implying consistency of shape (Sandberg, 1975). However, ooids usually show shape modifications because their laminae thickness is not constant, with thickness compensations or erosion surfaces expressed as unconformities (Sipos *et al.*, 2018; Trower *et al.*, 2020). Some ooids may show internal angular unconformities, whereas some others demonstrate subtle internal truncations. Within oolitic limestones, partially decoupled laminae may occur that remain unbound, and broken pieces may develop layers around them; these particles have been referred to as *regenerated* (after *broken*) ooids by Carozzi (1961). Berg (1944) referred to them as 'hiatus ooids'.

In relation to laminae microfabrics, the fibrous-radial cortex displays crystals that grow perpendicular to the surface of the laminae ('beta ooids' of Purser, 1980) and tangential to those crystals whose major axes are aligned to the surface of the laminae ('alpha ooids' of Purser, 1980). Variable degrees of micritization and recrystallization may exist, affecting the nuclei or individual laminae. Ooids with micritic laminae are not differentiated because their composition varies between amorphous or cryptocrystalline components at the microscopic scale. When an ooid has a completely micritic appearance and has lost its primary rounded shape and internal laminae, it falls outside the classification scheme and is regarded as another category of allochemical particle, namely a peloid.

Regarding the shape, in addition to the classical external rounded shapes (spheroid and ellipsoid), a variety of other shapes can be present (for example, rod-like or banana-like). In the classification scheme (Fig. 1), a morphological term is included describing the external surface of the ooid. For this, the terms *smooth*, *crenulate* (micro-rugged), *festoon* (lobate) and *irregular* or *amebiform* (embayed or swalen) are used, sometimes showing a range between them. As the surface becomes more complex, it acquires different names: Cerebroid ooids (Carozzi, 1962) are considered a special case of festoon morphologies. However, the term emphasizes the

internal morphology, characterized by an irregular contorted pattern (Batchelor *et al.*, 2018). Alternatively, this mottled pattern can be described as zebra-like, and this study considers it as an internal recrystallization feature and retains the term festoon for the external structure. Lobate forms consist of constant wavelength, convex, juxtaposed segments that may be separated by shorter concave segments (Sandberg, 1975). This external lobate shape coincides with fan-shaped crystal bundles ('rays' of Eardley, 1938; Kahle, 1974) or sets of fibro-radiated or bladed crystals (with frequent fascicular optic extinction), alternating with micritic dark areas. More recently, Batchelor *et al.* (2018) included similar lobate shapes within diagenetic modifications of ideal oolite structures, and proposed the use of two different names originally coined by Kalkowsky (1908), *spindelstruktur* and *kegelstruktur*. It is clear that detailed descriptions (e.g. Sandberg, 1975) help to support the diagenetic, chemical or biological interpretations of the ooids.

GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHY

During the Cretaceous, north-west Argentina (Fig. 2A) was affected by extensional processes that resulted in the development of retro-arc rift basins that were filled with as much as 5000 m thick series of the Salta Group. The latter is dominated by sedimentary and a few interbedded magmatic rocks (Moreno, 1970; Galliski & Viramonte, 1988; Salfity & Marquillas, 1994; Hernández *et al.*, 1999, 2008; Marquillas *et al.*, 2005). The basin presents a 'Y' shape distribution on the geological map (Fig. 2B), in which the north-western branch is represented by the Tres Cruces sub-basin, directly connected with Bolivia and the study site (Tasistro-Hart *et al.*, 2020). The north-eastern branch corresponds to the Lomas de Olmedo depocentre that has important hydrocarbon reserves. The southern branch encloses the Metán–Alemania depocentre, and represents the southernmost termination of a retro-Andean rift zone (Salfity & Marquillas, 1994; Grosso *et al.*, 2013; Gomes *et al.*, 2020).

The basin infill displays an initial syn-rift stage with intrabasinal volcanism and coarse-grained clastics localized within grabens and half-grabens (Salfity & Marquillas, 1994). Overlapping towards the basin edges and intervening topographic highs is a Late Campanian to Early Palaeocene carbonate interval, which has a great

regional extent and is interpreted as a sag-stage fill (Stark, 2011). In Argentina these limestones are known as the Yacoraite Formation (Turner, 1959; Moreno, 1970). They have been correlated with the El Molino Formation in Bolivia (Sempere, 1995; Sempere *et al.*, 1997), and their deposition occurs between *ca* 73 Ma and 64 Ma (Maastrichtian–Danian) (Rouchy *et al.*, 1993; Sempere *et al.*, 1997; Marquillas *et al.*, 2007, 2011; Tasistro-Hart *et al.*, 2020). Also in Bolivia, similar deposits have been interpreted as either shallow marine (e.g. Marquillas *et al.*, 2005) or lacustrine deposits (e.g. Guimarães, 2014; Gomes *et al.*, 2020). This broad range of settings is substantiated by the mixture of marine and continental biotas exhibited, including marine fish and benthic foraminifera but also dinosaur tracks (Benedetto & Sánchez, 1972; Gayet *et al.*, 1993; Sempere *et al.*, 1997; Cónsole Gonella *et al.*, 2017). The interpretation of marine and continental facies alternations has fostered a long-lasting discussion in relation to the overall cause of the variation in shallow-marine to continental lacustrine depositional conditions. Tasistro-Hart *et al.* (2020) recently suggested that the marine incursions relate to obliquity steered astronomical cycles, because of the presence of sedimentary periodicities between short eccentricity, precession and semi-precession in the El Molino Formation, along the Bolivian Cordillera Oriental. Although the interpretation of the palaeogeographic connections is still controversial, it is suggested that marine transgressions reached as far south as north-west Argentina, and induced the deposition of at least the marine part of the Yacoraite limestones (Macellari, 1988; Sempere *et al.*, 2004; Marquillas *et al.*, 2005; Cónsole Gonella *et al.*, 2017).

In this study, the Yacoraite Formation was examined in sections along the Espinazo del Diablo range (Figs 2C and 3) in the Argentine Cordillera Oriental (Jujuy Province), which is part of the Tres Cruces sub-basin (Moreno, 1970). Access to the region is through a 25 km dirt-road west from Humahuaca town. In this section, >1000 m of Cretaceous synrift deposits are superbly exposed and display laterally continuous limestones of the Yacoraite Formation that overlie aeolian deposits of the Lecho Formation (Fig. 4A). The sediments of the Yacoraite Formation are covered by lacustrine red beds of the Maíz Gordo Formation (Fig. 4B). At this outcrop, three distinct informal members are defined within the Yacoraite Formation (Fig. 3A): (i) a lower *ca* 113 m interval of

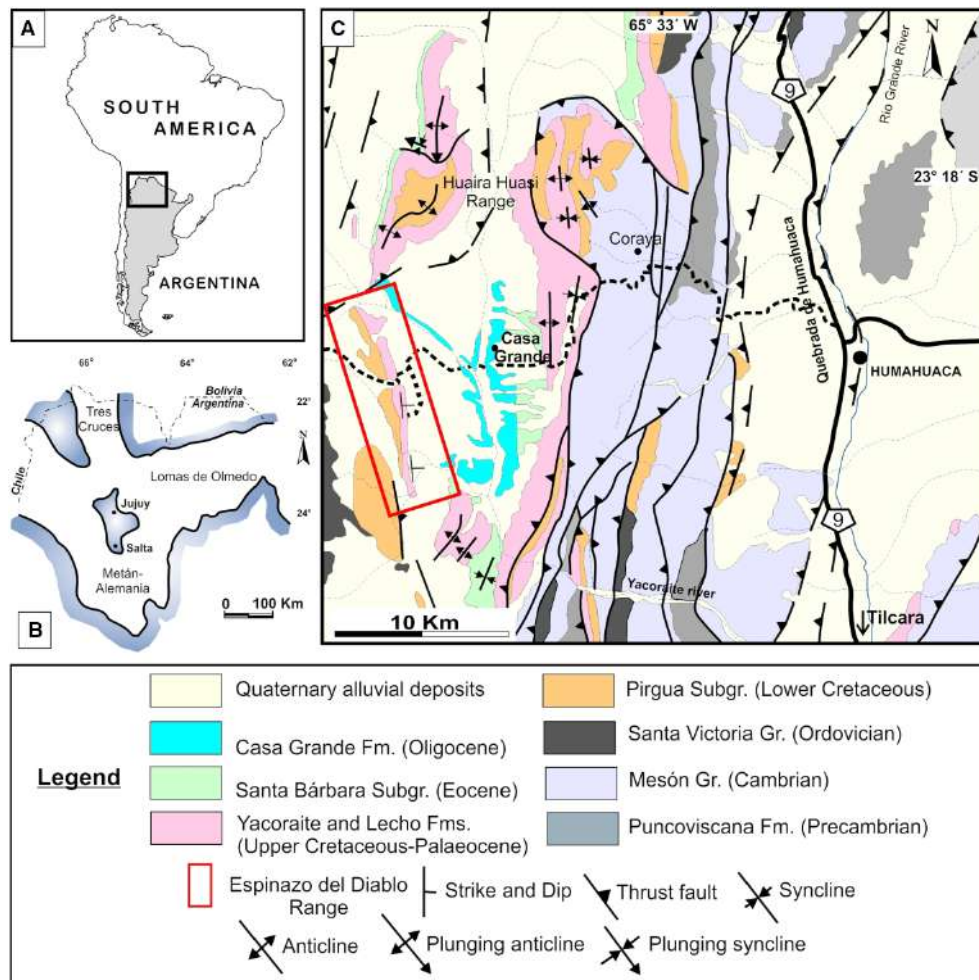


Fig. 2. (A) Regional location of the study area in north-western Argentina. (B) Map Salta Group basin showing main structural highs and sub-basins, Salfity & Marquillas (1994). (C) Geological map and geographical location study area showing the outcrops of the Espinazo del Diablo section (red box) located west of Humahuaca in the Jujuy Province, Argentina.

yellowish to greyish oolitic sandy carbonates interbedded with stromatolitic limestone, alternating with minor shale partings and tuffs (Fig. 3B); (ii) an intermediate interval composed of greenish to purplish shale-rich sediments (*ca* 65 m) with few interbedded limestones; and (iii) an upper interval (*ca* 137 m) characterized by brownish marl-rich layers, interbedded with ostracod–gastropod-rich limestones and distinct metre-scale tabular stromatolite beds at the top. This study focusses on the ooid-rich limestones of the lower interval (Fig. 3B).

METHODS

The stratigraphic sequences were described bed-by-bed at the centimetre scale in order

to determine bed thickness, surface features, sedimentary structures, fossils and lithological classification (Dunham, 1962). The sections were photographed and sampled for lithotype characterization. Thin sections were prepared by conventional methods for analysis by transmitted-light microscopy. The thin sections were stained with Alkaline Alizarin Red S to differentiate between calcite and dolomite. In addition, polished sections of hand samples were used to describe large-scale sedimentary features.

An integrated analysis was applied to the study of the ooids associated with different lithotypes recognized in this interval, concentrating on oolitic grainstones and a variety of rudstones. These layers were especially selected because they contain high percentages of ooids,

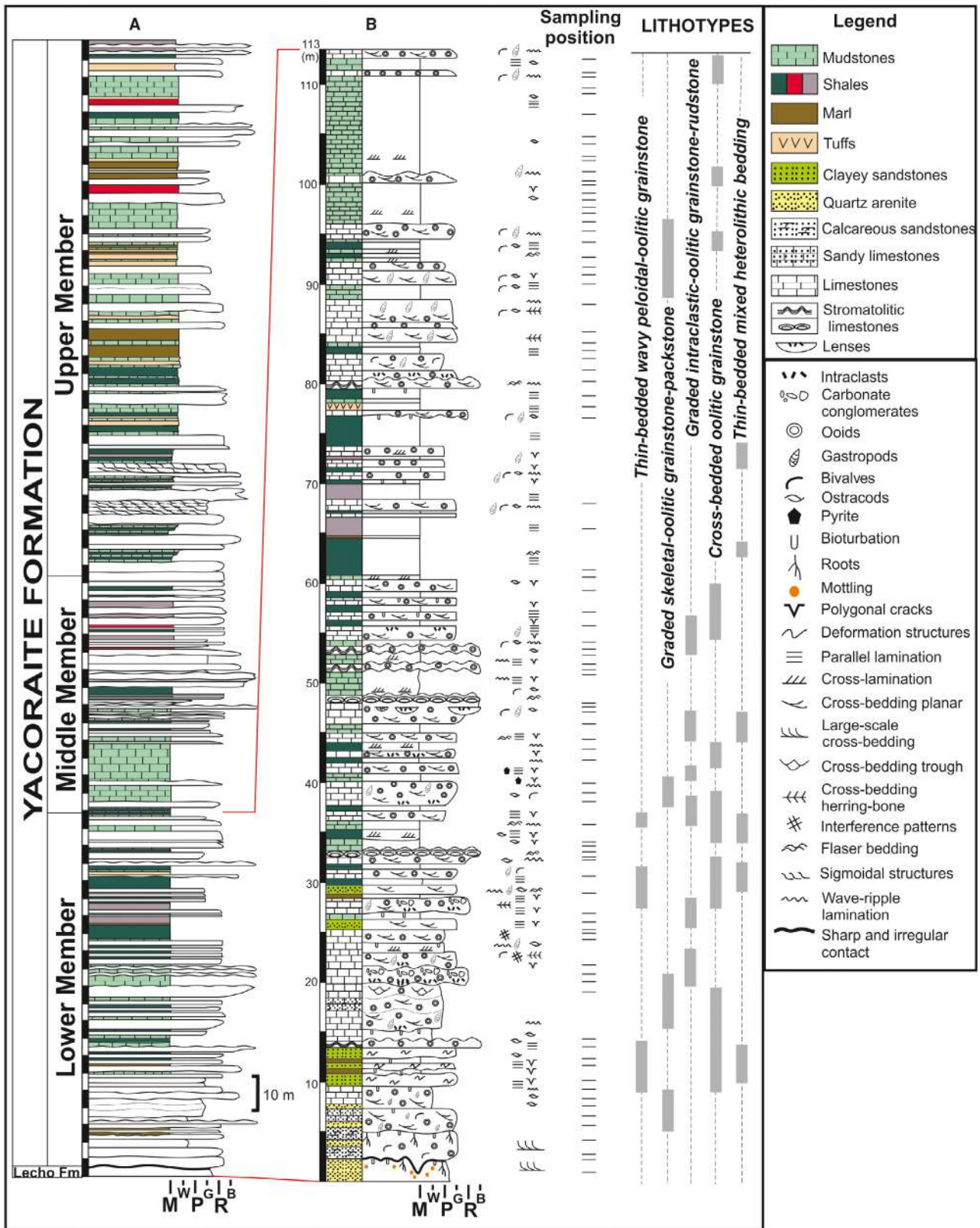


Fig. 3. Sedimentary column of the Yacoraite Formation in the study area showing (A) sedimentological details in the Lower Member (B) the ooid-rich strata within this interval. The vertical distribution of the main oolitic lithotypes studied is also shown.

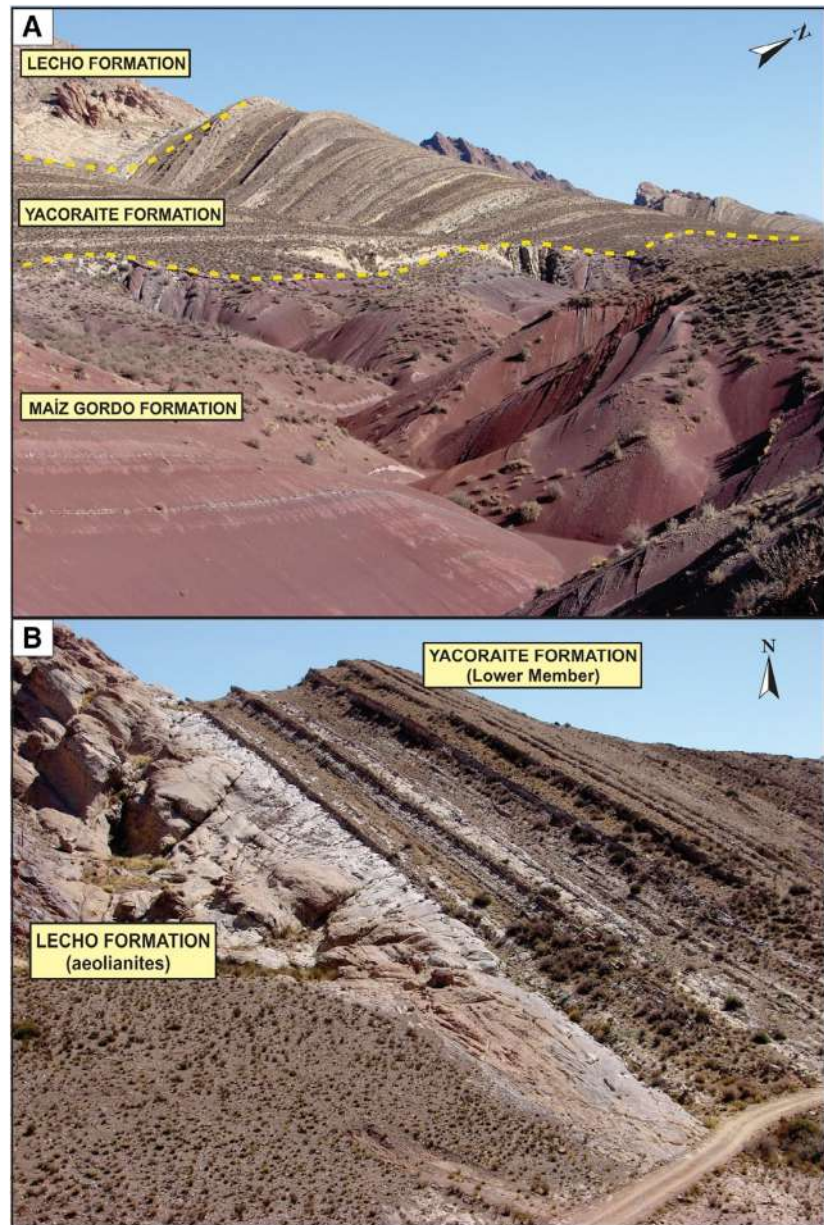


Fig. 4. (A) Panoramic view to the north-west of the Espinazo del Diablo range with outcrops of the complete Balbuena Subgroup (Lecho and Yacoraite formations, Late Campanian–Early Palaeocene) and overlying shales of the Maíz Gordo Formation. Outcrop thickness *ca* 500 m. (B) Sharp boundary between the aeolian complex (note the large-scale cross-bedding) of the Lecho Formation and the overlying lower member of the Yacoraite Formation. Boundary is a sharp erosive surface that can be traced throughout the complete Tres Cruces sub-basin. Distinct ridges within the lower half of Yacoraite Formation are oolite beds.

with a diversity in sizes and shapes. This procedure integrates: (i) the analysis of the quantitative aspects in relation to size, sorting and morphology; and (ii) the documentation of the qualitative aspects of the internal fabric of the ooids.

Quantitative shape parameters

Fiji software (Rasband, 2004; Schindelin *et al.*, 2012) was chosen to measure quantitative parameters (see Table 1) like imaging, tracing and determination of statistical parameters of shape, aspect ratio, circularity and roundness.

For more details about methods see Appendix S1.

Several traverses were made for each thin section and a total of 400 to 500 points per section were counted to obtain sufficiently accurate percentages of ooid types. Shape parameters, determined by image analysis, are limited to the two dimensions that are the projection of the particle on the plane. Fiji includes a set of measurements including shape descriptors, which was used in the present analysis because this may have implications for the mode of transport and deposition of the ooids studied (Folk & Ward, 1957; Cox & Budhu, 2008; Pruss & Clemente,

Table 1. Calculation of statistical and shape parameters of the ooids present in the lithotypes.

| Lithotypes | Grain size | | Statistical parameters | | | | Shape parameters | | | |
|---|-----------------------|-----------|------------------------|----------|----------|-------------------|------------------|-----------|------|------|
| | mm | Phi scale | SD (σ) | Skewness | Kurtosis | Aspect ratio (AR) | Circularity | Roundness | | |
| Thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone/Thin bedded mixed heterolithic bedding | Min. | 0.25 | 1.41 | 0.53 | 0.09 | 0.21 | Min. | 1.00 | 0.49 | 0.64 |
| | Max. | 0.37 | 2.00 | | | | Max. | 4.03 | 0.91 | 0.99 |
| | D₅₀ | 0.32 | 1.64 | | | | Mean | 2.52 | 0.86 | 0.81 |
| Graded skeletal–oolitic grainstone–packstone | Min. | 0.23 | 2.12 | 0.58 | 0.06 | −0.02 | Min. | 1.60 | 0.31 | 0.16 |
| | Max. | 0.89 | −0.23 | | | | Max. | 6.34 | 0.90 | 0.94 |
| | D₅₀ | 0.54 | 0.88 | | | | Mean | 3.70 | 0.61 | 0.55 |
| Graded intraclastic–oolitic grainstone–rudstone | Min. | 0.25 | −0.37 | 0.47 | −0.77 | 1.12 | Min. | 1.00 | 0.77 | 0.56 |
| | Max. | 1.30 | 2.00 | | | | Max. | 1.78 | 0.91 | 1.00 |
| | D₅₀ | 0.49 | 1.03 | | | | Mean | 1.21 | 0.86 | 0.82 |
| Cross-bedded oolitic grainstone | Min. | 0.32 | −1.04 | 0.63 | −0.38 | −0.45 | Min. | 1.00 | 0.47 | 0.37 |
| | Max. | 2.71 | 1.64 | | | | Max. | 2.71 | 0.91 | 1.00 |
| | D₅₀ | 0.67 | 0.61 | | | | Mean | 1.85 | 0.69 | 0.68 |

2011; Heilbronner & Barrett, 2014; Trower *et al.*, 2018). Shape descriptors included in this analysis, in addition to the Feret diameter (taken as the distance between the two furthest points on the particle, independent of its shape), include: (i) the aspect ratio (AR), being the dimensions of the long and short axis of the grain, varying from one to infinite, as a measure of particle elongation; (ii) circularity, calculated as $4\pi A/P^2$, where P is the perimeter and A is the area of the particle projection; a perfect circle has a circularity of one and is defined as the degree to which the particle is similar to a circle; and (iii) roundness, calculated as $4A/\pi LM^2$, where LM is the long-axis of an ellipse that can fit an object, which is a measure of the sharpness of the corners of a grain and is expressed as a ratio to the average curvature of the particle as a whole, independent of the shape (Krumbein, 1941; Riley, 1941; Barrett, 1980; Blott & Pye, 2008; Cox & Budhu, 2008; Sochan *et al.*, 2015). To extend and complement the individual ooid analysis the cortex thickness in millimetres, number of laminae and nuclei diameter were also added.

The quantitative analysis also included the population parameter as the median grain size (D_{50}) and degree of sorting. A series of statistical measurements were performed that included: (i) central tendency (median, mode and mean); and (ii) the degree of sorting, kurtosis and skewness that emphasized the shape distribution (Friedman, 1961; Folk, 1974). Statistical parameters and graphic representations

of the grain-size are given in phi units according to the formula: $\Phi = -\log_2 d$, where d is the external ooid diameter in millimetres (Folk & Ward, 1957).

Qualitative ooid characterization

A series of analytical steps (see flow diagram in Fig. 5) were developed to determine the different qualitative aspects shown by the ooids for the diverse lithotypes, and included both the nucleus and the cortex (Fig. 1). First, whether a nucleus could be identified was determined. When present, the nature or composition (carbonate versus non-carbonate), its size, shape, preservation and roundness were determined. A comparison of nuclei material with other allochems (for example, bioclasts and intraclasts) or non-allochemical grains (extraclasts) in the sample, was included in the description.

Following identification (Fig. 5), information on the laminae microfabrics, was determined. This included the orientation of the crystals (fibrous radial, concentric tangential, radial and concentric, micritic or a combination of these types) within the cortex.

LITHOTYPES, ENVIRONMENTS AND OOID DIVERSITY

In this section the main lithotypes including ooid diversity are described. Stromatolite lithotypes, both planar-crenulate within the tidally

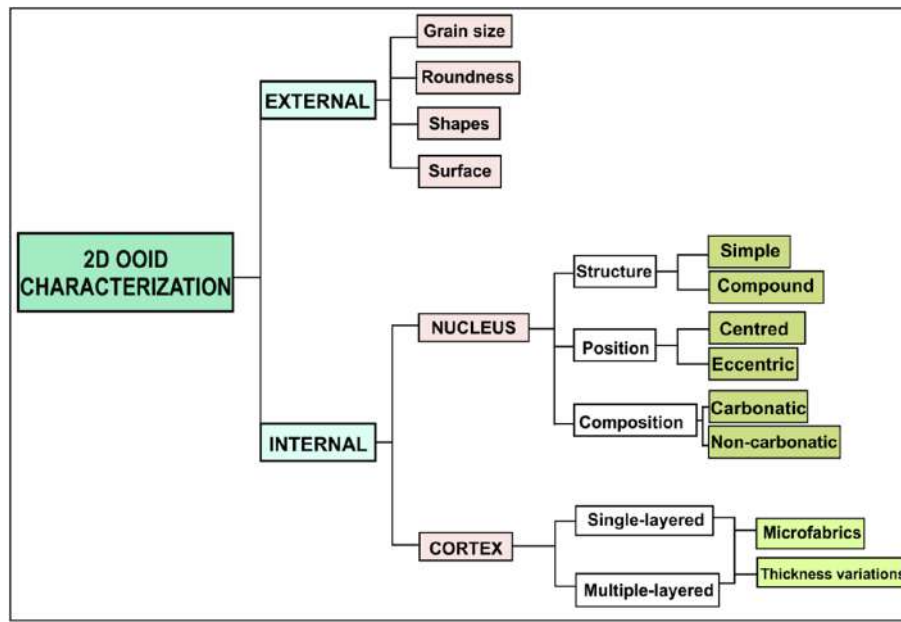


Fig. 5. Flow-chart for thin section ooid characterization.

influenced shallow-water environments and domal isolated or laterally-linked largely subtidal deposits, also include very thin ooid-rich laminae that alternate with clotted peloidal or crystalline fabrics.

Thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone

This lithotype occurs in the lower part of the stratigraphic succession (Fig. 3B) and consists of fine-grained to moderately sorted (1–2 cm and up to 10 cm thick) amalgamated sandy limestones (Fig. 6A). The sediments show platy to wavy bedding with parallel to undulating upper and lower contacts and minor (millimetre-scale) finer-grained muddy partitions. They also contain bimodal trough cross-lamination showing bundles of oppositely inclined laminae with frequent scooped surfaces and internal truncations. Largely symmetrical ripple forms occur (ripple indexes ranging between 10 : 1–6 : 1) with strongly symmetrical chevron shapes to slightly asymmetrical forms (symmetry indexes <2). Plan forms show sharp, straight to slightly sinuous ripple crests that yield remarkable continuity and constant separation with occasional bifurcations, zigzag crests and rare interference tile-like patterns. This lithotype shows subtle bioturbation.

Composition

Allochems are represented by ooids (ca 40%), detrital grains (ca 18%), peloids (ca 15%), bivalves and

ostracods (<2%) and rounded intraclasts (<5%). Peloids are rounded and slightly smaller than ooids on average. Sparry calcite (ca 20%) cements and local micrite (mudstones) partitions are present.

Environmental interpretation

Thoroughly laminated and thinly bedded wavy peloidal–oolitic grainstones are interpreted as a relatively high-energy shallow subtidal lithotype. Pervasive bimodal cross-lamination (chevron-like) showing bundles of oppositely inclined laminae with frequent scooped surfaces and internal truncations, together with plan form symmetrical ripple marks, indicate predominant oscillatory flow activity under the influence of fair-weather wave base. Tile-like patterns as well as zigzag crests are interpreted as wave ripple defects due to changing flow disequilibrium and perturbation components associated with near-circular elliptical forcing at the top of the bottom boundary layer (Roos & Blondeaux, 2001; Myrow *et al.*, 2018; Perron *et al.*, 2018). No evidence of subaerial exposure was found. Recurrent amalgamation and a very high sands/fines ratio indicate deposition within a high-energy predominantly grainy sublittoral (subtidal) facies belt.

Ooid diversity

This lithotype shows the best ooid sorting and the frequency histogram has a near-symmetrical size distribution (Table 1; Fig. 7A). Simple multiple-layered ooids dominate (Table 2;

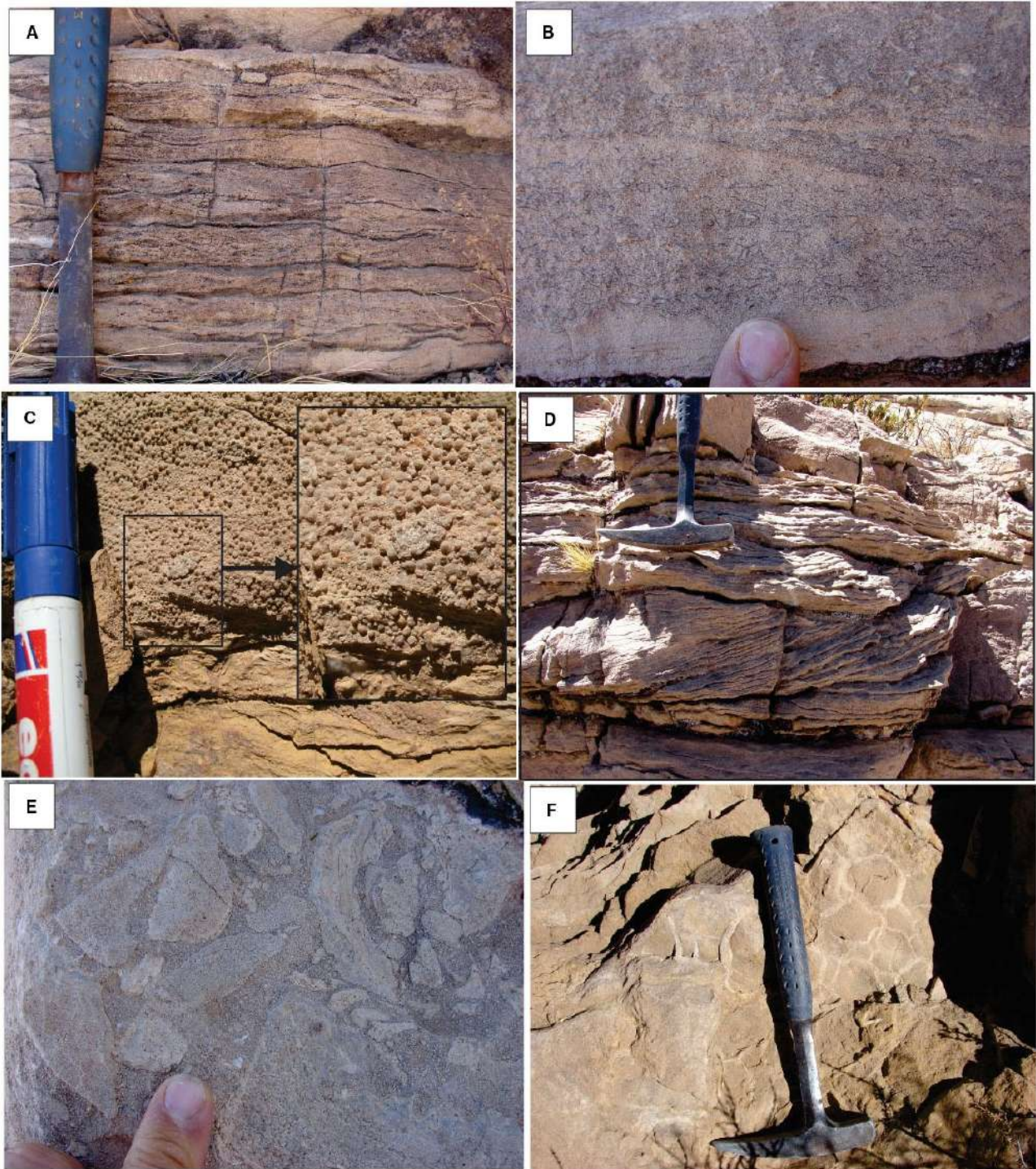


Fig. 6. Outcrop photographs showing sedimentological features of a variety of oolitic-rich grainstones and rudstones, lower member Yacoraite Formation, Espinazo del Diablo section. (A) Thin-bedded wavy-flaser peloidal-oolitic grainstones. (B) Graded skeletal-oolitic packstone-grainstone. Note the low-angle cross-stratification. (C) Graded intraclastic-oolitic grainstone-rudstone with inset showing a variety of ooids, gradations and an intraclast (i, layered oolitic grainstones). Pen for scale is 13.5 cm long. (D) Cross-bedded oolitic packstone-grainstone (hammer for scale is 33 cm long). (E) and (F) Brecciation and mudcracks in plan view in thin-bedded mixed heterolithic lithotype.

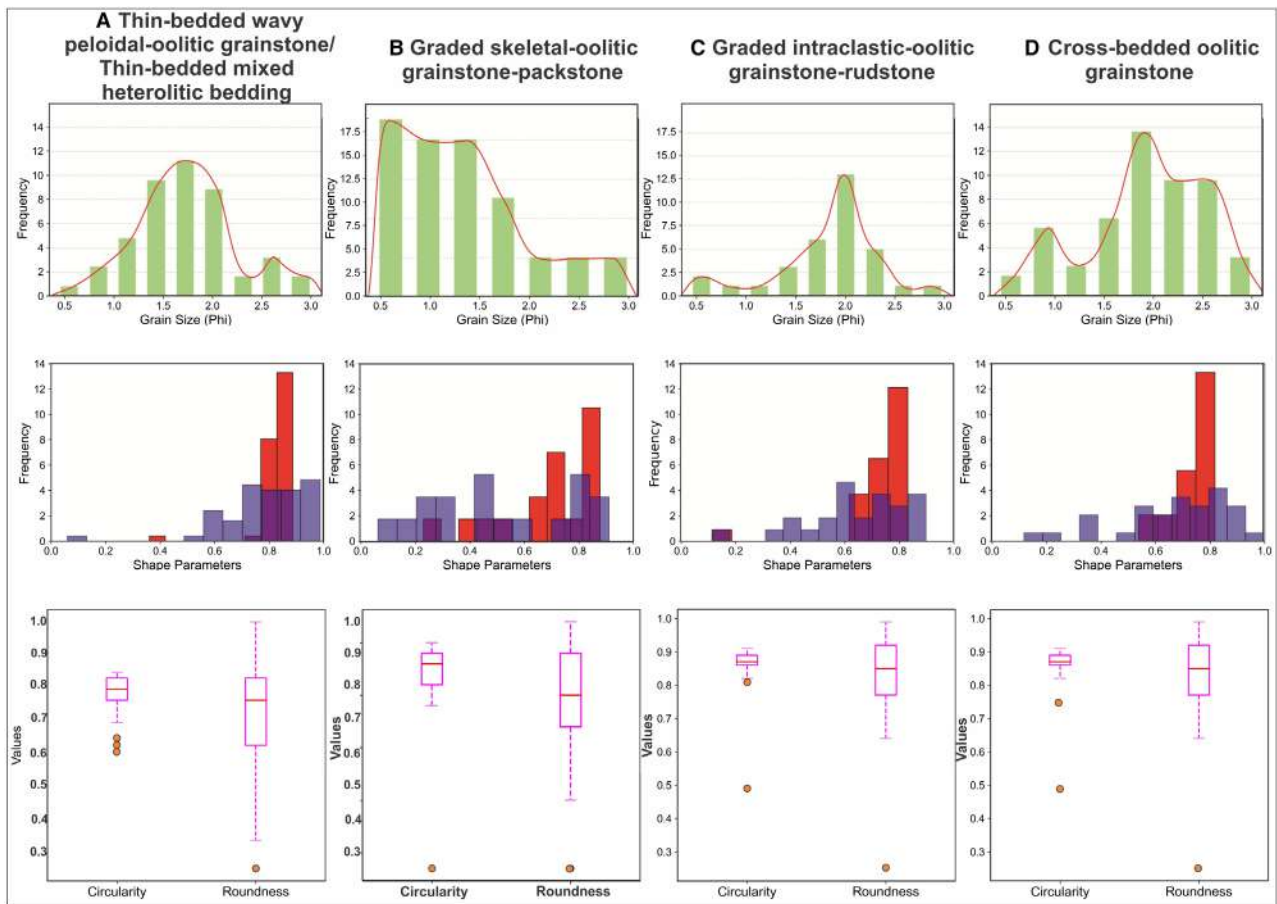


Fig. 7. Histogram, frequency distribution of ooids and box-plots in the different lithotypes. In the upper part, the green bars represent the variation in ooid sizes within each lithotype. In the centre, red and blue bars describe the variations in roundness and circularity, respectively, of ooids among lithotypes. In the lower part, the top and bottom of each box-plot are the 25th and 75th percentiles, the red line within the box is the median and the whiskers show the full range of values, with outliers marked by orange circles.

Fig. 8A to C), usually consisting of two or three laminae. They display radial calcite crystals with a concentric arrangement of envelopes, alternating with thin dark micritic layers. Rounded ooids predominantly have detrital nuclei (99% quartz). Centred nuclei form the bulk of the ooids, although eccentric types also occur. Superficial ooids are also present and consist of radially oriented acicular calcite crystals within the cortex, noting that some laminae are formed by homogeneous, cloudy and dense micrite (Table 2). The superficial lining is sometimes incomplete and uneven (often thicker on one side of the nucleus than on the other) and the external surface of all ooid types in this lithotype is smooth (Fig. 8A). Ooids with a broken and decoupled external cortical layer are also present. Subordinately, cortex fragments occur that were later laminated with one or two

layers of calcite with a fibrous–radial fabric. In general, the ooids show line contacts and slight interpenetrations (Fig. 8B).

Oversized compound ooids (Table 2) generally contain two individuals with an elongate and irregular shape. They also can include simple-ooids, quartz grains, micrite peloids and bioclasts, which show point grain-contacts or are cushioned by a variable amount of micrite. Compound ooids usually develop a superficial rim *ca* 0.02 mm thick of calcite fibrous–radial fabric that completely envelops the ooid. In some cases, the envelope is made of micrite (Fig. 8C).

Graded skeletal-oolitic grainstone-packstone

This lithotype occurs in the lower and upper part of the sequence (Fig. 3B), and is characterized by grey and yellowish tabular limestones

Table 2. Morphotypes and diversity percentage of ooids studied with a synthetic description criterion discussed in the *Geological setting and stratigraphy* and *Methods* sections of the text.

| Ooid description | | | | | | |
|---------------------------------|--------|---|--|--|---|--|
| Ooid diversity | % Rel. | Distribution | Nuclei | Cortex | Lithotype | Setting |
| Simple multiple-layered ooids | 60% | The distribution of size is near symmetrical and this lithotype shows the best sorted ooids. | Sizes range from 0.03 to 0.18 mm for simple ooids and 0.28 to 0.37 mm for compound ooids. Nuclei are formed by rounded quartz grains, micritic peloids and bioclasts (ostracods). Centred nuclei predominate in this lithotype. Compound ooids have two individuals of elongate and irregular shapes. | Thickness varies between 0.01 and 0.07 mm. Multiple-layered ooids with two or three layers, alternately light and dark-coloured laminae. Light-coloured laminae with radially oriented acicular crystals of calcite and dark-coloured with fine cloudy micrite, the nucleus/cortex ratio is about 1.5. Superficial ooids with radial calcite or micrite cortex. | Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone | Agitated shallow subtidal environments |
| Simple superficial ooids | 35% | Predominantly spheroidal shape. | | | | |
| Compound superficial ooids | 5% | | | Compound ooids usually develop a superficial rim <i>ca</i> 0.02 mm thick. Smooth external cortices often incomplete and decoupled. | | |
| Simple multiple-layered ooids | 100% | Positively skewed asymmetrical size distribution and moderately to well-sorted ooids. Mostly ellipsoidal (rod-like) and spheroidal shape. | Sizes range from 0.07 to 0.64 mm. Bioclasts are included mainly as nuclei, although they are plentiful in the framework of this lithotype. Centred and eccentric nuclei formed by ostracods, gastropods, bivalve fragments, peloids and a small amount of rounded quartz grains. | Thickness of 0.03 to 0.25 mm. Rounded types show even cortex thickness; elongated types show differential thickening trends towards the shorter axis. Multiple-layered ooids include two to ten layers, radial-concentric fabric alternates with thin dark micrite laminae and the nucleus/cortex ratio is 2.5. Some ooids begin with first dark micritic laminae that surrounds a bioclastic nucleus followed by a light fibrous-radial layer. External cortices exhibit smooth and irregular surfaces. In larger ooids, the last laminae may be decoupled from the others. | Graded skeletal-oolitic grainstone-packstone | Subtidal accumulated between fair-weather wave base and storm-wave base. |
| Simple multiple-layered ooids | 65% | Unimodal size distribution with grain population negatively skewed. Moderately to poorly sorted ooids. Mostly spheroidal shape. | Sizes range from 0.08 to 0.86 mm for simple ooids and 0.8 to 2 mm for compound ooids. Most of them have centred nuclei. Micritic intraclasts, peloids, bioclasts (mainly ostracods), ooids, fragments of concentric ooids and rounded quartz grains. Compound ooids consist of more than two or three individuals of different shapes and sizes (including simple ooids) bonded by a matrix of micrite or fine-grained crystalline calcite (partly dolomicrite). | Thickness of 0.11 to 0.8 mm. Multilayered ooids are formed of three to ten layers alternating between light radially oriented acicular crystals of calcite, radial-concentric and thin dark micritic layers and the nucleus/cortex ratios about 2.7. The external surface is in most cases smooth, although it may show subtle embayed and irregular surface. | Graded intraclastic-oolitic grainstones-rudstones | Subtidal partly cemented hardgrounds and storm layers |
| Compound multiple-layered ooids | 35% | | Broken and regenerated ooids are represented by half-moon fragments including or excluding nuclei or alternatively yielding only concentric parts of external cortices. | | | |

Fig. 8A–C

Fig. 8D–F

Figs 8G, 8H, 9A

Table 2. (continued)

| Ooid diversity | % Rel. | Ooid description | | | Lithotype | Setting |
|-------------------------------|--------|---|---|---|--|---|
| | | Distribution | Nuclei | Cortex | | |
| Simple multiple-layered ooids | 60% | Bimodal size distribution with negatively skewed and moderately to poorly-sorted ooids. | Sizes range from 0.32 to 2.84 mm for simple ooids including festoon types and 0.83 to 3.37 mm for compound ooids. Mostly centred nuclei with sharp to slightly irregular edges. | Thickness of 0.2 to 1.09 mm. Multiple-layered types include between five to twenty-five layers. Radial-concentric fabric alternates with thin dark micrite laminae in concentric envelopes. Ratio between nuclei/cortex is about 1.75 but forms larger than 1 mm (ca 1.03 to 2.84 mm) with thick cortex/nucleus ratio (>4) may develop. | Cross-bedded oolitic grainstone | Subtidal shoals and tidal-flat channel fills |
| Simple superficial ooids | 38% | Wide variety of shapes, spheroidal and ellipsoidal. | Bioclasts (gastropods, bivalves and ostracods), peloids, ooids, fragments of ooids, micritic intraclasts and quartz grains. | Wide variety of external cortices, mostly festoon-cerebroid shapes showing thick cortex with internal fan-shaped crystal bundles with fascicular optic extinction alternating with micritic bands. Fan-shaped crystals protrude as convex bulges or flat-topped, some resemble micro-domal columnar features. | | |
| Compound superficial ooids | 2% | | Compound ooids include clusters of two to four of ooids, intraclasts, peloids and/or quartz grains. | Internally, festoon ooids vary from strongly crenulated to smooth external cortices. Fragments of concentric parts represent broken and regenerated ooids. Ooids show differential thickening trend outward and zebra-like mottling. Unconformities and internal truncations are common. | | |
| Simple multiple-layered ooids | 60% | The distribution of size variation is near symmetrical. | Sizes range from 0.03 to 0.18 mm for simple ooids and 0.28 to 0.37 mm for compound ooids. Rounded quartz grains, micritic peloids and bioclasts (ostracods). | Thickness of 0.01 to 0.07 mm. Multiple-layered ooids with two or three layers, alternately light and dark-coloured laminae. | Thin-bedded mixed heterolithic bedding | Tidal flats with recurrent subaerial exposure |
| Simple superficial ooids | 30% | Predominantly spheroidal shape. | Centred and eccentric nuclei. | The light-coloured laminae with radially oriented acicular crystals of calcite and the dark-coloured with fine cloudy micrite and the nucleus/cortex ratio is about 1.5. | | |
| Compound superficial ooids | 5% | | Compound ooids have two individuals of elongate and irregular shapes. | Superficial ooids with radial calcite or micrite. | | |
| | | | | Smooth external cortices incomplete and uneven. | | |

Fig. 9B–O

Fig. 8A–C

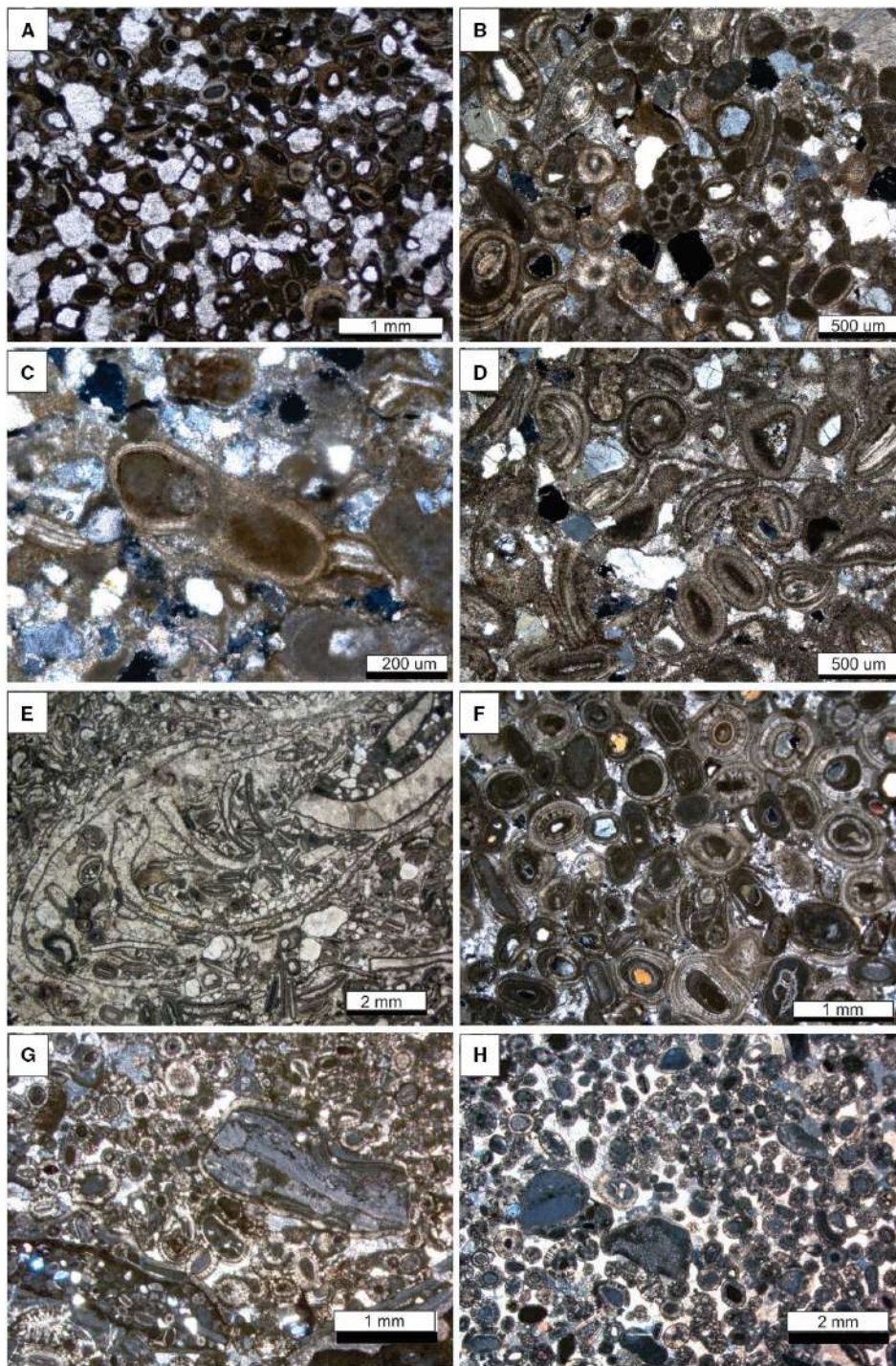


Fig. 8. Thin section photomicrographs of lithotypes in the Yacoraita Formation. (A) to (C) Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone and thin-bedded mixed heterolithic bedding with subaerial exposure, (D) and (E) Graded skeletal-oolitic grainstone-packstone, (F) Cross-bedded oolitic grainstone and (G) and (H) Graded intraclastic oolitic grainstone-rudstone. (A) Well-sorted sandy grainstone with small ooids commonly superficial. (B) and (C) Sandy grainstones showing a variety of ooids and peloidal-rich intraclasts. Note the superficial compound ooid in the centre of (C) (two individuals, one of them composite). (D) and (E) Bioclastic-oolitic grainstone with common elongate rod-like ooids. Ooids show a variety of nuclei: ostracods, bivalves, peloids and detrital extraclasts. Note the shell stacking and micritization in (E). (F) Well sorting and variety of ooids. (G) Poor sorting and layered intraclasts between ooids. (H) Note grain-size bimodality.

with a flat to wavy base and top. Bed thickness varies between 5 cm and 10 cm, including large skeletal remains (Fig. 6B). The tabular beds are continuous throughout the outcrop with little thinning over hundreds of metres. They are interbedded with thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone (see *Thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone* section). Occasionally, these levels show sets of cross-laminae and frequent symmetrical ripples are common at the top. Sparse rip-up clasts and flat-pebble intraclasts occur throughout (seldom imbricated). Internally, the beds exhibit parallel lamination, hummocky and swaley cross-stratification (wavelengths between tens of centimetres and 1 m) and several low-angle truncations ($<10^\circ$). Bioclasts are prominent in these lithologies and can be easily differentiated from other allochems.

Composition

This lithotype is composed of *ca* 50% ooids and *ca* 30% bioclasts, including oversized complete molluscs (bivalve and gastropod) to fragmented shell hash, sometimes nested and visibly distorted by bioturbation (Fig. 6B). Subordinate foraminifera and charophyte remains are present as well as intraclasts (*ca* 5%, usually fragments of oolite-rich grainstones–packstones or mudstones either clotted–laminated or massive) and up to *ca* 10% detrital grains. Sparry calcite cement is pervasive (13% in average) and partial intergranular to intragranular dolomitization is present. Silt-sized interstitial sediment is deposited on free surfaces, frequently on larger bivalve shells (Fig. 8E).

Environmental interpretation

Graded skeletal–oolitic grainstone–packstones are interpreted to represent decelerating bioclastic-rich storm beds that accumulated between fair-weather wave base and storm-wave base (Ginsburg & Hardie, 1975; Kidwell *et al.*, 1986; Gomez *et al.*, 2014). Their composition diversity (Benedetto & Sánchez, 1972; Marquillas *et al.*, 2005, 2007; Cónsole Gonella *et al.*, 2012, 2017) indicates various relatively proximal sources within a shallow marine setting.

Ooid diversity

The ooids in this lithotype have rounded to banana-like and rod-like shapes with sizes that vary between medium to coarse sand. Elongated shaped ooids predominate and bioclasts are

included mainly as nuclei, although they are also common in the framework of this lithotype. Histograms show positively skewed asymmetrical distribution (Fig. 7B) and moderately to well-sorted ooids (Table 1).

Multiple-layered ooids dominate, over 80%, with clearly identifiable nuclei largely composed of ostracods, gastropods, bivalve fragments and peloids (Table 2). A smaller amount of detrital extraclasts is found both in the simple ooid nuclei and in the sediment matrix (Fig. 8D). As more rounded types show an even cortex thickness, elongated (rod-like) types show differential thickening towards the larger apparent diameter (Fig. 8D and E). When nuclei consist of concave bioclasts, the curvature is compensated for after a few layers by subtle envelope thickening within the concave side.

This lithotype does not include simple superficial-ooids but contains various skeletal grains with micrite linings (Table 2). Ostracods generally preserve both shells that may be substantially thickened, sometimes making it difficult to distinguish between ooids and bioclasts. Simple multilayered ooids include between two and ten layers, where light-brown fibrous–radial or radial–concentric fabric alternates with thin dark micritic laminae. Some ooids start with an initial dark micritic lamina that completely surrounds a bioclastic nucleus followed by a light fibrous–radial lamina. Ooids with smooth external surfaces predominate over those with irregular surfaces. In some ooids, especially the larger ones, the last laminae may be detached from the others, although they only reach 5% of the total ooids.

Graded intraclastic oolitic grainstone–rudstone

This lithotype occurs in the lower and middle part of the succession, although it is less frequent in the upper part of the sequence (Fig. 3B). The sediments consist of grey-yellowish medium to very coarse sand and granule size, thin to medium-bedded tabular limestones, strongly graded and yielding pebble to cobble intraclastic lags at the base (Fig. 6C). Intervals can be traced across tens of metres along the outcrops. The basal boundaries are sharp and erosive; tops are more gradual with symmetrical ripples overlain by thin mud drapes. Barely observable parallel lamination, subtle hummocky-cross stratification (HCS) and rare low-angle truncations ($<10^\circ$) are also present within these beds. Texturally they

vary from grainstones (packstones) to rudstones (floatstones). Beds normally grade from clast-supported (centimetre-scale) coarser lags (rudstones) to coarse–medium-size oolite grainstones, sometimes yielding very coarse-grained tails. This facies, as well as *graded skeletal–oolitic grainstone–packstone*, are interbedded with *thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone* layers that occur isolated or amalgamated forming packages of as much as two or three beds (*ca* 50 cm thick).

Composition

The sediments comprise *ca* 65% ooids and *ca* 35% intraclasts with rare detrital grains (<1%), largely quartz. Intraclasts are poorly-sorted and compositionally range from grainstones to mudstones, and at times display a slightly more yellowish colour and partial dolomitization (inset Fig. 6C). Intraclasts include rounded–subrounded to angular–subangular (Fig. 8H) pebbles and cobbles (<64 mm) of oolite-rich grainstones and packstones, and up to decimetre-scale flat-pebbles including mudstones and peloidal-rich laminated curved stromatolite fragments (Fig. 8G). The latter average between 0.5 mm and 4.0 mm in length. Some could be a superficial single layer envelope (<0.02 mm).

Environmental interpretation

Beds are laterally continuous and show normal gradations, coarser rudstone lags and subtle HCS

pointing towards storm deposits. The absence of subaerial exposure features together with the occurrence of thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone impacted by combined to oscillatory flows are compatible with a relatively shallow subtidal setting. The fact that this lithotype frequently contains symmetrical ripples suggests deposition within water depths between normal (fair-weather) and storm-wave base (e.g. Aigner, 1985). The intraclast composition indicates recycling of nearby lithologies within contemporaneously developed facies mosaics.

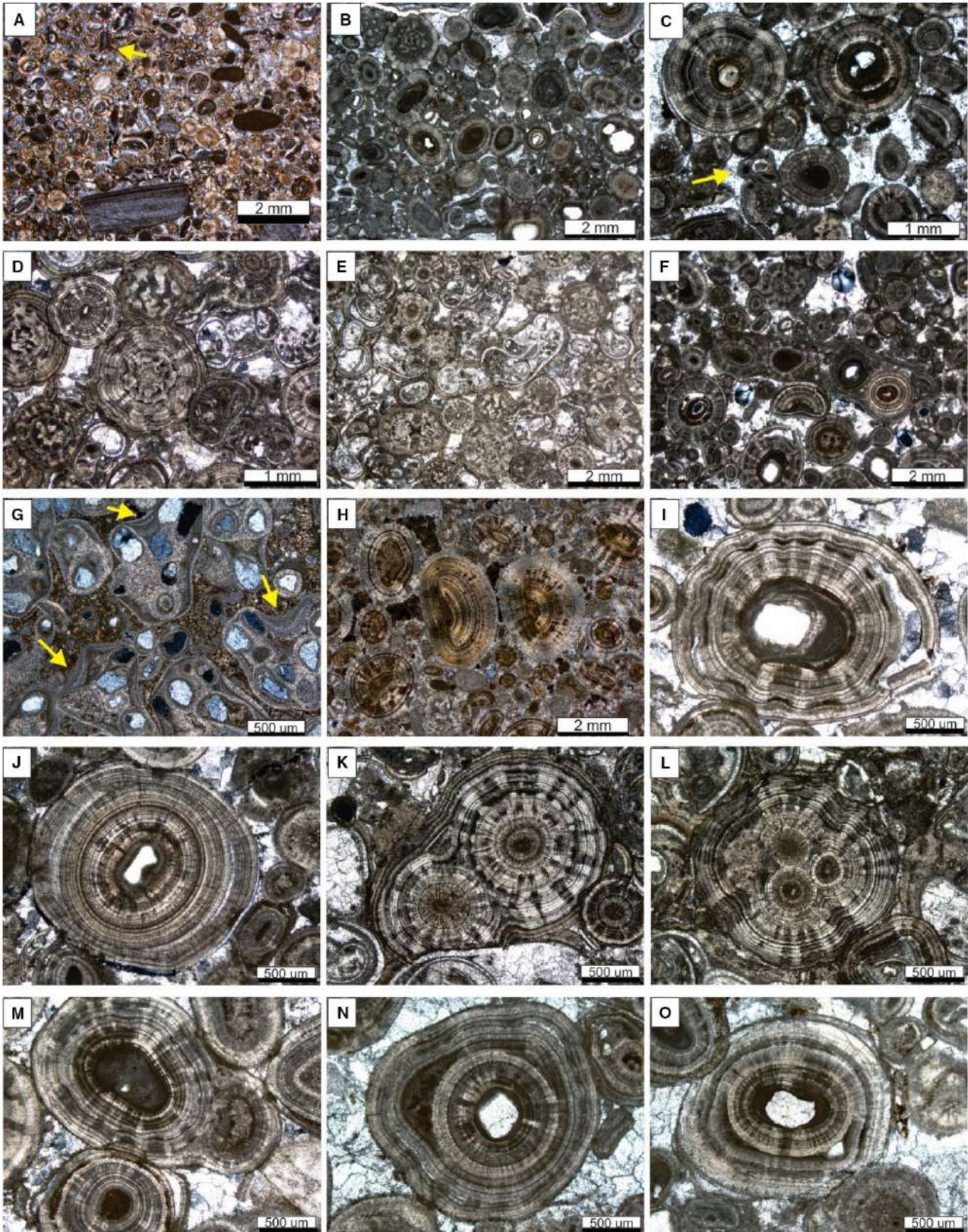
Ooid diversity

The ooids are medium to very coarse sand-size and rounded to well-rounded (Fig. 7C). The ooids are moderately to poorly sorted and the size distribution is unimodal with the grain population negatively skewed. (Table 1).

The simple multi-layered ooids with distinguishable nuclei dominate, comprising 95% of the population. The nuclei are composed of micritic intraclasts, peloids, skeletal grains (mainly ostracods), ooid fragments and a very few detrital grains (Figs. 8G, 8H and 9A). The ooids have a centred nucleus, noting that eccentric types are very rare (Table 2).

The bulk of the ooids are multilayered with generally complete linings comprising light radial–concentric, fibrous–radial layers and thin dark-brown micritic layers. Broken and regenerated ooids display fragments of concentric

Fig. 9. Thin section photomicrographs of graded intraclastic oolitic grainstone–rudstone (A) and cross-bedded oolitic grainstone (B) to (O). (A) Moderately sorted ooids, some with irregular shapes. Note layered intraclast at bottom and the oolite intraclast at top (arrow). (B) Poorly sorted (polymodal) mostly simple multilayered ooids including different types of nuclei. Note the cerebroid ooids at top-left and bioclast nucleus (gastropod) at bottom. (C) Multilayered ooids showing various internal features as well as different nuclei. Note the large radial-concentric ooid (top-left) with a slightly eccentric core and a festoon envelope half-way and a small compound irregular ooid (arrow). (D) Simple multilayered festoon cerebroid ooids, covered bioclasts (gastropods with partly geopetal fill). (E) Moderate to well-sorted oolitic bioclastic grainstone with abundant radial–festoon–cerebroid ooids. Note that layers develop on every bioclast. (F) Poorly-sorted grainstone–rudstone showing a laminated large compound ooid, in turn, composed by two compound ooids (with two and three distinct individuals) surrounded by broken and regenerated types. (G) Large slightly recrystallized very irregular compound grains showing local meniscus growths in re-entrants (arrows) and uneven micrite laminae in a partly rusty dolomitized matrix. (H) Oolitic grainstone with an early phreatic fringe cement and various regenerated ooids. (I) Detail of a large simple multilayered ooid with a complex slightly eccentric nucleus and distinct growths developing festoon features at mid-way separated by a notable unconformity with the outer smoother set of layers, which are partly detached probably due to slight early compaction. (J) Large simple smooth multiple-layered ooid with a subtle slightly detached angular unconformity. (K) Compound ooid formed by two distinct simple festoon ooids. Note meniscus cement (septum-like connection between the two nuclei, towards top-left). (L) Compound ooid encompassing four simple ooids (one strongly recrystallized) preserving the shape and developing a festoon exterior. Note the clear two-stage growth development and no trend in laminae thickness. (M) Compound ooid represented by the accretion of two distinct simple ooids before the common draping envelope. (N) Simple multiple-layered ooid with irregular growths given by locally aggregated clotted micrite. Note strong change of growth pattern after micrite overgrowths. (O). Large radial–concentric simple ooid similar to (N) but adding a small quartz grain between internal and external set of laminae.



parts of the cortex, presumably the outermost ones (Fig. 9A). In most cases, the external surface is smooth, although it may show subtle irregularities.

Compound ooids are abundant (Table 2, Fig. 9A) and consist of two, three or more individuals of different shapes and sizes (between 0.8 mm and 2.0 mm), with a matrix of micrite (dolomicrite) or fine-grained crystalline calcite. Compound ooids with more rounded shapes (*ca* 0.8 mm), show slightly thicker cortexes, with several concentric–radial fabric layers.

Cross-bedded oolitic grainstone

This lithotype occurs throughout the succession showing moderately to well-sorted cross-bedded tabular and lenticular oolitic grainstones with thicknesses varying between 30 cm and 100 cm. The bed boundaries are planar and undulated, and are frequently affected by brecciation towards the top (Fig. 6D). Individual lenticular bed-sets range between 10 to 35 cm and massive cross-bedded intervals can reach 3.5 m. Cross-bedding usually dipping between *ca* 25 to 30° has bottom tangential terminations, alternating thickening and thinning bottomsets and finer-grained partitions, that are seldom preserved towards the toe of the distinct sets. Upper terminations are usually truncated (high-angle and sharp topsets), but metre-length sigmoidal features are also present. Massive cross-bedded sets develop more gently dipping (*ca* 15–20°) erosive reactivation surfaces yielding reverse ripples. Herringbone (bimodal) stratification is locally well-developed. Sparse bioturbation and isolated vertical tubes (*Skolithos*) are also present within this lithotype.

Lenticular cross-bedded oolitic grainstone shows poorly to moderately-sorted grains and is intimately related with *Thin-bedded mixed heterolithic bedding*. On the contrary, more tabular, better sorted and thicker cosets alternate with *Thin-bedded wavy peloidal–oolitic grainstone* and *Graded skeletal–oolitic grainstone–packstone* or *Graded intraclastic oolitic grainstone–rudstone*. The cross-bedded oolitic grainstones locally show evidence of polygonal cracking, erosion and dissolution at their tops.

Strongly yellowish to brown brecciated intervals frequently cover these oolitic grainstones forming up to 0.1 m thick caps in which a variety of clast-supported fabrics develop. Iron oxidation and dolomitization affect these intervals

which are composed of angular to very angular granules, pebbles and cobbles, derived from *in situ* exhumation of the grainstones below.

Isolated or laterally-linked (patch-like) domal stromatolites with clear hemispheroidal (synoptic) relief with as much as 0.30 m amplitude and varying between 0.2 to 1.0 m in length developed coevally and are intimately associated with the above-described facies. In planform the stromatolite domes frequently show subparallel oriented elongated shapes. Internally, they develop various fabrics differing between finely laminated and thrombolitic textures.

Composition

This facies contains >85% bimodal mixtures of fine and coarse-grained ooids including compound types, <5% bioclasts, (ostracods, and frequently reworked bivalves and gastropods) and 5 to 10% intraclasts. The grains can either be isolated or grouped and floating within the grainy matrix or forming rudstone lags. The intraclasts include grainstones, packstones and stromatolite fragments with irregular shapes but rounded edges. Rounded and very rounded sand-sized monocrystalline quartz grains are also present comprising up to 5%.

Environmental interpretation

The two different types of cross-bedded oolitic grainstones described are interpreted to represent active bed loads deposited in relatively high energy marine environments, wherein thicker cosets or recurrent relatively tabular bodies represent subtidal shoals (dune complexes) with clear tidal influence, whereas the more lenticular bodies represent tidal-flat channel fills (e.g. Demicco & Hardie, 1994; Lasemi et al., 2012; Pérez López & Pérez Valera, 2012). Cross-beds represent active two-dimensional to three-dimensional dunes associated with tidal and littoral currents within a shallow marine setting. Intimate lateral relationships with microbial domes and patch-reefs are found. The frequent weathering (colour change and oxidation) and brittle brecciation at the top of these grainstones suggests periodic subaerial exposure. Local reworking and fine particle winnowing are common and generate a variety of coarse-grained lags.

Ooid diversity

Within this lithotype ooids have a wide size range and morphological diversity (Fig. 9B to O). A large variety in both simple multilayered and compound types co-occur (Table 1).

Ninety percent of the simple multilayered ooids have identifiable subrounded to rounded centred nuclei with sharp to slightly irregular edges; the rest display undeterminable nuclei (Table 2, Fig. 9B to D). Small nuclei mostly consist of peloids and quartz grains because bigger nuclei include bioclasts, largely gastropods, bivalves and ostracods, some of the nuclei are partly affected by early diagenetic features. This lithotype shows moderate to poorly-sorted ooids, with a negatively skewed bimodal distribution and roundness indicating subrounded to well-rounded ooids (Fig. 7D, Table 2).

Superficial ooids are poorly represented and copy the shape of the nucleus (Table 2). The cortex of simple multilayered ooids consists of radially arranged calcite crystals in concentric envelopes with as much as 25 linings. Festoon-cerebroid ooids dominate and can exceed 70% (Fig. 9D, 9E, 9I, 9K and 9L). In addition, smooth and rare crenulate surfaces are present. Festoon shapes show relatively thick even cortexes (0.02–0.25 mm), with internal fan-shaped crystal bundles or sets of fibro-radiated or bladed crystals with frequent fascicular optic extinction (Kendal, 1977), alternating with micritic dark bands. Fan-shaped crystals reach the external surface where they protrude distinctly as convex bulges or are flat-topped, some of which resemble micro-domal to columnar features (Table 2, Fig. 9I). Festoon ooids may vary from strongly crenulate to smooth outer outlines and vice versa. This crenulation occurs gradually after several laminae or abruptly without transition and is marked by truncations or sudden compensation of microreliefs (Fig. 9D and I). A slightly darker irregular micrite rim is identifiable accompanying this feature. (Fig. 9I). Thickness variations of the envelopes resulted in better rounded ooid shapes, whereas others developed more irregular or amebiform geometries (Table 2).

Within simple ooids half-split or split-off portions of the envelopes, presumably the most external ones, represent broken and regenerated ooids (Table 2, Fig. 9F and H, *ca* 5%). Two types of regeneration were present. The first type showed fragments that after breaking were worn-out (i.e. eroded) and then enveloped again by multiple-layers with the same fibrous-radial fabrics as shown by the other ooids. The second type displayed some fragments that did not regenerate and these remained as loose pieces with a freshly broken appearance (Fig. 9I). Also, within simple ooids, angular internal

unconformities, including tangential truncations or partial subtraction of various lamina, show further onlap and lap-out relationships. In festoon forms this feature was also observed; perhaps more evident given the strong change in curvature radius (Fig. 9I).

Different samples of this lithotype show compound ooids with amounts varying between 6% and 90% of the sample. Some of the compound ooids have complex nuclei with sizes ranging from 1 mm to up to 4 mm (Table 2). Larger compound layered grains yield very irregular morphologies that contrast with the most common spherical shapes of simple ooids (Fig. 9G and K to O). Compound ooid types include a variety of nuclei that consist of clusters of two to four individual ooids, micritic intraclasts, peloids and/or detrital grains. Large compound grains show a calcite meniscus on their concave side similar to septa which connect both sides (Fig. 9K). They may also develop festoon-cerebroid forms and sometimes show directional growth (Fig. 9N) and internal zebra-like mottling (Fig. 9K to L). Clusters of simple and compound ooids, together with micritic intraclasts and detrital quartz grains, can form the nuclei of more complex grains (Fig. 9G) or even be included within the cortex (Fig. 9O). Some of them even show cumulative accretion and lining with two, three, four or more grains, being ooids themselves. These grains show a different degree of roundness ranging from types with evident local internal discontinuities (that compensate relief) to very irregular and enveloped by even layers.

Thin-bedded mixed heterolithic bedding

These sediments represent a thin to very thin-bedded heterolithic facies (sandy ribbon limestones) with variable sand/mud ratios and flaser to wavy bedding, characterized by pinch and swell along bedding planes (Fig. 6E and F). Sediments comprise sandy peloidal-oolitic limestones whereas muds are partly carbonate (mudstones to wackstones) and partly yellowish marls. Alternating thin flaser dominated intervals and more lenticular intervals occur, and minor laterally discontinuous flat-pebble conglomerate partitions are also present. Moreover, bundles of alternating very thin and thicker laminae are also present, some of which seem micro-crenulate and resemble biolaminites. Greenish recessive shale partitions with silty-sandy laminae also occur, including very well-rounded

quartz grains with thin reddish oxidized layers. The complete interval of this lithotype displays internal ripple-lamination with alternating (bimodal) flow directions. In plan view, interference ripple patterns are common as well as double crests and flat-topped (truncated) symmetrical ripples. Superimposed on the entire association, 'V' shaped features (Fig. 6F) with depths up to 10 cm and sandy fills are present and their plan view reveals two main types: (i) well-developed partly superposed complete polygons of various sizes; and (ii) incomplete pseudo-polygonal cracks with detached triple points or short double ended cracks with less contrasting infill. Complete polygons vary in shape and in size, from a few centimetres to decimetres. They clearly develop in mud drapes in between sandier beds and are filled with contrasting grain sizes. *Thalassinoides* burrows locally develop 3D frameworks in this lithotype that laterally pass into more intensively bioturbated beds. The diversity of ooids in this facies is similar to that of the *Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone* facies (Fig. 8A to C, Table 2).

Environmental interpretation

Typical recurrent thin-bedded flaser to wavy heterolithic bedding has been suggested to characterize tidal flats with alternating traction and settling processes (Demico & Hardie, 1994; Bayet-Goll et al., 2015; Lehrmann et al., 2020). Flattened ripple crests, interference patterns developed along ripple valleys and clear features of desiccation (pervasive and recurrent mud cracking), indicate episodic subaerial exposure and a marginal setting for this facies association, which is also consistent with burrow patterns. Pervasive bimodal flow directions are consistent with tidal influence (Lasemi et al., 2012).

ENVIRONMENTAL PROCESSES CONTROLLING OOID DIVERSITY IN THE YACORAITE FORMATION

Numerous processes are involved in ooid formation and those that have been recognized in the Yacoraite Formation ooids are summarized in Table 3. The processes involved are controlled by the depositional environment (for recent reviews see Trower et al. 2017, 2018, 2020; Mariotti et al., 2018; Diaz & Eberli, 2019; Harris et al., 2019; Anderson et al., 2020) and, although they may characterize different environmental

settings, the environmental dynamics dictate the way in which these processes change in space and time. Thus, dominant processes will be implicitly shown by the microfabric of the ooids: (i) persistent high-energy conditions (cf. Trower et al., 2017); (ii) episodic or periodic hydrodynamic changes (cf. Mariotti et al., 2018; Anderson et al., 2020); and (iii) subaerial exposure (Eardley, 1938, Purser & Loreau, 1973; this study). These processes may produce a variety of ooid microfabrics, shape and size distributions in the resulting oolitic deposits.

Constructive and destructive processes involved in laminae accretion and ooid formation occur during the *suspension/transport mode* (Trower et al., 2017) or throughout the *benthic/marine phreatic mode* (Mariotti et al., 2018; Anderson et al., 2020) (Fig. 10, Table 3). Whereas constructive processes result in carbonate precipitation and ooid lamina accretion (thus ooid growth), destructive processes result in physical or chemical modification and/or degradation of the laminae, including abrasion, microboring and corrosion (Table 3). Although vadose-subaerial processes are not usually considered during ooid formation, these can also influence ooid binding, wearing and breakage (characteristics and textures included within the *vadose-subaerial mode*, Table 3). The latter mode may similarly apply in settings with limited accommodation and high-frequency, strong periodic or episodic environmental changes, such as subaerial exposure related to tidal dynamics and/or sudden storm related changes.

The alternation between the suspension/transport mode, benthic/marine phreatic mode and vadose/subaerial mode during recycling is important because it increases the morphological and textural complexity of ooids, as shown by quantitative data. Such complexity linked to alternating modes is evident in the textural diversity and complexity of the Yacoraite Formation ooids. The variability, although implicitly shown by ooid microtextures and fabrics, together with shape and size distributions, can help to improve the interpretation of the depositional environment. Thus, paraphrasing Dott (1983), the question is whether the sedimentary record of oolites in the Yacoraite Formation reflects ordinary day-to-day processes that acted uniformly through time, or whether they record rare or even extraordinary processes that acted intermittently? The approach discussed in this study may be particularly useful when working with limited information such as drill cores or

Table 3. Ooid formation modes following different trajectories with constructive and destructive processes involved from quantitative and qualitative analysis (see Fig. 10 and the *Lithotypes, environments and ooid diversity* section in the text).

| | Constructive processes | Ooid microtextures | Destructive processes | Ooid microtextures |
|---|---|--|--|--|
| Suspension/Transport stage Sustained, periodic and/or episodic movement and/or transport, where dynamic equilibrium between lamina accretion and abrasion can be attained (cf. Trower <i>et al.</i> , 2017, 2018, 2020). | Lamina accretion typically controlled by physical-chemical precipitation (if carbonate saturation is attained, $\Omega > 1$). (Fig. 10 stages a–c) | Crystal growth normal to lamination. Spar-rich, smooth and even laminae formed during suspension-saltation. | Grain transport modes include suspension, saltation and rolling. Grain-to-grain and/or grain-to-bed impacts, or friction during bed-load rolling transport. Lamina smoothing, truncations and discontinuities due to mechanical abrasion, also ooid fracturing and delamination due to collisions. | Depending on the conditions, smooth and even laminae or development of internal unconformities, truncated laminae and laminae laterally thinning out. Previously formed lobate shapes can be truncated or eroded. Broken or delaminated ooids. |
| Benthic/marine phreatic stage <i>Case 1:</i> Resting close to the sediment–water interface with no significant transport, typically in low-energy settings (cf. Mariotti <i>et al.</i> , 2018) <i>Case 2:</i> Resting stage within a shoal environment, affected by marine phreatic processes but with episodic/cyclical transport (cf. Anderson <i>et al.</i> , 2020) | When resting, with no significant transport (<i>Case 1</i>), largely microbiologically mediated precipitation (cf. Diaz <i>et al.</i> , 2017; Plee <i>et al.</i> , 2008; Plee <i>et al.</i> , 2010; Pacton <i>et al.</i> , 2012; Summons <i>et al.</i> , 2013; O'Reilly <i>et al.</i> , 2017) and thus lamina accretion (if carbonate saturation is attained, $\Omega > 1$). (Fig. 10 stages c–d) Alternating resting, cementation and episodic/cyclical transport (<i>Case 2</i>). If carbonate saturation is attained ($\Omega > 1$) chemical precipitation during shallow burial within shoals is observed (Anderson <i>et al.</i> , 2020). (Fig. 10 stages e–f) | <i>Case 1:</i> Micrite-rich uneven growth (cf. Diaz <i>et al.</i> , 2017; Plee <i>et al.</i> , 2008, 2010; Pacton <i>et al.</i> , 2012; Mariotti <i>et al.</i> , 2018, O'Reilly <i>et al.</i> , 2017). Ooids and particles binding through micrite bridges, clotted textures and localized particles clustering and lumping (trap and binding). Aggregates (grapestones), coated afterwards to become incipient compound ooids (this work). <i>Case 2:</i> <i>In situ</i> accretion of spar-rich translucent, radial, irregular or serrate circumgranular fringe cement (cf. Anderson <i>et al.</i> , 2020). Also festoon, lobate shapes (this study). (Fig. 10 stages g, m) | Microborring and micritization (<i>Case 1</i>). Dissolution by corrosive fluids (for example by degradation of organic matter trapped within laminae or by pore water organic matter remineralization). After short residence times (<i>Case 2</i>), exhumation, remobilization, rounding and laminae smoothing. | Pit development, micritic laminae and micritic infills within borings. Microporosity within ooids, corroded, leached laminae, cement reprecipitation. Smooth, even lamina produced by intermittent abrasion. Eventual compound grain formation (Anderson <i>et al.</i> , 2020) |

Table 3. (continued)

| | Constructive processes | Ooid microtextures | Destructive processes | Ooid microtextures |
|---|---|---|--|--|
| Vadose-subaerial stage Above water table interface, below surface or completely exposed at surface, typically short to relatively long residence times. (Fig. 10 stages h, i, j, k, l) | Chemical precipitation, and thus lamina accretion if carbonate saturation is attained ($\Omega > 1$) (Siesser, 1973). Capillarity, meniscus cement and wind spray (Gomez et al., 2014). | Brownish irregular laminae, micritization, recrystallization, dolomitization, nodulation, aggregation (cf. Eardley, 1938; Freytet, 1973; Freytet & Plaziat, 1979; Arp, 1995). Asymmetrical-eccentric ooids and directional cortical growths originating larger ooids or aggregates with complex external forms through capillarity and evaporation. Circumcrust, rubble or shingle formation (Eardley, 1938; Purser & Loreau, 1973) Super composite grains (Fig. 10 stage m) | Wind driven subaerial abrasion and erosion. Decoupling and brittle fracturing (Fig. 10 stage l). Corrosion and dissolution if undersaturation are attained ($\Omega < 1$). Recrystallization and neomorphism. Oxidation, dolomitization. | Unconformities and asymmetrical truncations. Truncated ooids, half-moon ooids, broken ooids and regenerated bits and pieces. Re-entrants. Cementation, meniscus cement, laminae overlapping and onlapping various features. Colour and mineralogy changes. |

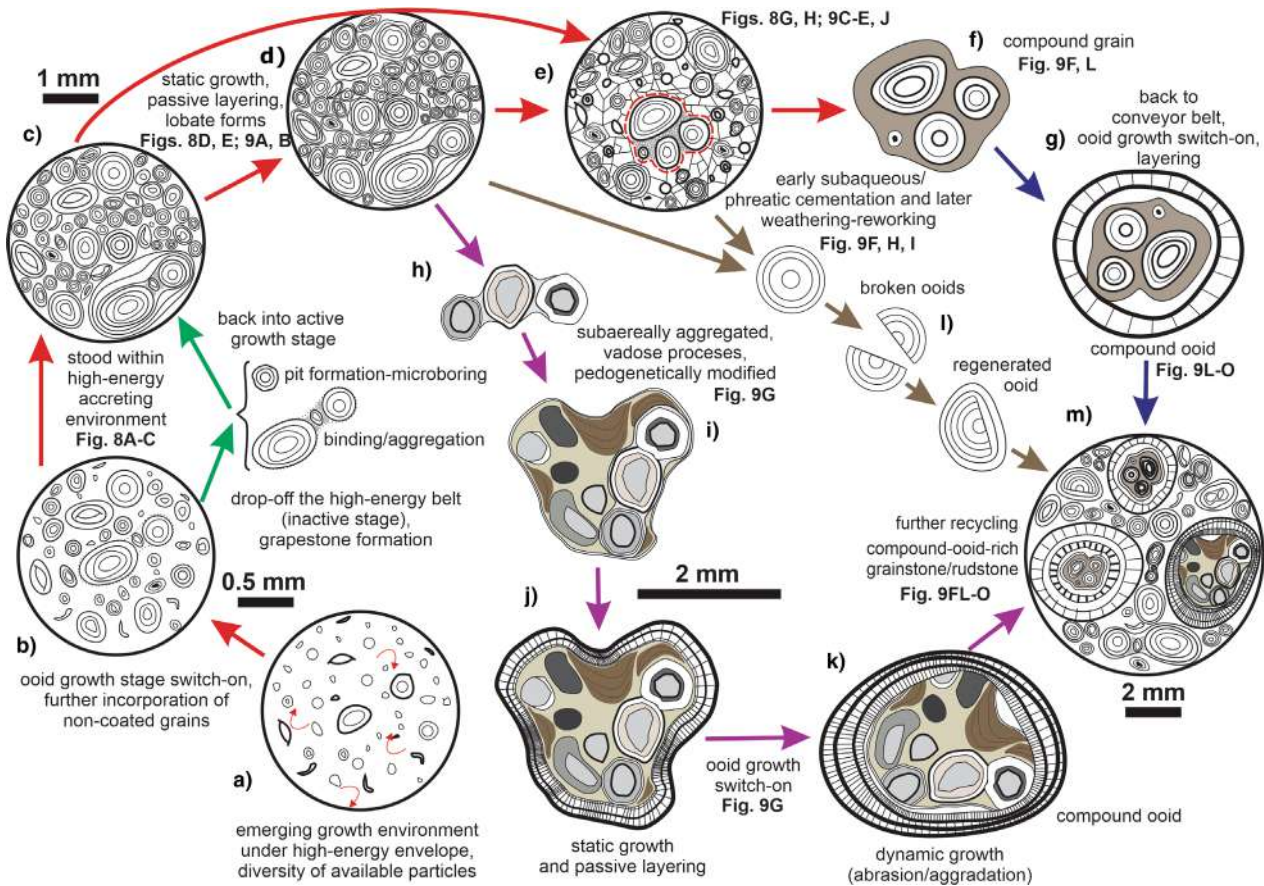


Fig. 10. Diagram showing possible trajectories and various paths and processes in order to explain ooid variety and evolution within the lower member of the Yacoraite Formation. From simple superficial to multilayered ooids and into more complex and compound ooid types. Different trajectories can switch-on and switch-off certain effects and various loops may start at any time, as indicated with different colours. See text for further discussion and Table 3 for a summary.

cuttings when microtextural aspects become important and are the main source of information. The textural diversity of the ooids in the Yacoraite Formation and the processes involved are summarized in Fig. 10 and Table 3, and are described in the next section.

Suspension/transport mode

When chemical conditions are favourable (carbonate saturation state $\Omega \gg 1$), nuclei are available and persistent water agitation dominates (relatively high-energy conditions sustained over time), ooids may naturally occur (Fig. 10, stages a to b). In the Yacoraite Formation, these environmental conditions apply to the thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone lithofacies (Fig. 7A). As expected, within this lithofacies, ooids are relatively well-sorted, and simple ooids predominate showing a symmetrical

unimodal size distribution (Fig. 7A). The ooid features, as indicated by quantitative analysis, agree with their formation under high-energy hydrodynamic conditions with persistent agitation where ooid growth results from the net balance between lamina accretion and abrasion. Under these conditions, ooids may reach an *equilibrium size* as suggested by Trower *et al.* (2017). Thus, if particles stay long enough within a relatively high-energy oolite belt, they will develop shape and size distributions as extensively discussed in recent papers by Trower *et al.* (2017, 2018, 2020). This pattern was also found in the thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone of the Yacoraite Formation (Fig. 7A to C). Under these sustained agitation conditions, ooids will become progressively enveloped with multilayers (Fig. 10, stage c) and can develop thinning or thickening outward lamina trends (Fig. 1). The Yacoraite

Formation thickness trends show both thinning, thickening outward and random lamina trends, but the underlying processes cause these variations to remain unclear. Sipos *et al.* (2018), suggested that thinning outward trends may indicate increasing abrasion relative to precipitation as ooids grow. Such a pattern may also develop due to the need of maintaining equal volume (equal area) distribution at constant precipitation rates. Alternatively, Batchelor *et al.* (2018), hypothesized that a biological influence on ooid growth could be responsible for decreasing laminae thickness, at uniform time intervals under constant microbial parameter growth conditions together with constant mineralization rate.

Smaller ooid sizes and smooth external surfaces were observed in some samples (Fig. 8A to C), which may indicate that suspended load transport predominated (Heller *et al.*, 1980; Trower *et al.*, 2018); this is consistent with the abundance of spherical shapes (Sipos *et al.*, 2018). In contrast, elongated shapes observed in the graded–skeletal–oolitic grainstones and packstones lithotypes are not necessarily associated with rolling transportation in a coarse-grained bedload (Domokos *et al.*, 2014; Sipos *et al.*, 2018), but may have a strong shape inheritance associated with the presence of bioclastic nuclei (Fig. 8D and E). The diversity of sizes and shapes of the bioclasts involved within these lithotypes, including abundant small ostracods and larger fragments of bivalves and gastropods, leads to smaller rounded ooids and larger elongated ooids, respectively. These differences in available nuclei also translate into a slightly different size frequency distribution in this lithotype (Fig. 7B).

Benthic/marine phreatic mode

If ooids drop-off or become excluded from the high-energy belt, and are placed under low-energy conditions (benthic/marine phreatic stage, *case 1*, Table 3), other processes may induce lamina accretion, for example where microbial biofilms can trigger carbonate precipitation and thus ooid growth (cf. Plee *et al.*, 2008; Pacton *et al.*, 2012; Diaz *et al.*, 2017; O'Reilly *et al.*, 2017; Mariotti *et al.*, 2018). The aforementioned process may produce textural modifications, but also result in particle aggregation associated with bacterial colonization and biofilm development, as suggested by Mariotti *et al.* (2018) in their benthic accretionary model. This process may explain the various features observed and described for the Yacoraite Formation ooids, like the laminae

textural changes and micrite-rich laminae. Other features might also relate to this process, such as: (i) the surface modified grains (for example, those affected by corrosion, pit development and micritization); (ii) irregular growths and inclusions (Fig. 9I, N and O); as well as (iii) amalgamation (grapestone) and bonding between ooids or ooids and other grains (precursors to compound ooids). These processes must occur before high-energy conditions return (Fig. 10, stage c) and renewed lining results in a more diverse size and shape distribution, now including some ooids with multiple nuclei. According to Mariotti *et al.* (2018) the benthic growth mechanism can predominate when granular material is shed to slightly deeper (for example, below fair-weather wave base) or calm waters (for example, lagoonal) for prolonged periods of time. The abundance of microbialites (stromatolites) in the Yacoraite Formation, closely associated with the ooid-bearing lithotypes, supports the idea that biofilm development and microbially-mediated laminae accretion (and thus benthic growth) could have been an important process for ooid growth processes recorded in the Yacoraite Formation. Lamina accretion during benthic/marine phreatic growth, in a low-energy calcium carbonate oversaturated setting, without the influence of significant microbial activity, could also contribute to the *in situ* growth of ooids but such ooids will significantly differ (showing a different microtexture) from the biofilm-mediated growth patterns (Paradis, 2019). The lobate, festoon–cerebroid shapes developed in the cross-bedded oolitic grainstone lithotype (Figs 9B to F, 9I, 9K, 9L and 10, stage d) may have resulted from *in situ* growth processes, because they lack significant abrasion, which is consistent with lamina accretion in a quiet, low-energy setting. Simple and compound multilayered ooids formed within this stage strongly differ from the smooth and rounded shapes that characterize the agitated environment (stage c), where both collision and traction induced abrasion controls laminae development thickness changes, shape compensation and internal discontinuities (Fig. 9J) (e.g. Sipos *et al.*, 2018). As observed in Fig. 9, lobate, festoon–cerebroid textures occasionally alternate with micrite-rich irregular laminae. This alternation suggests that, during benthic growth, both mechanisms (biofilm-mediated versus more abiotic precipitation) may have contributed to lamina accretion in the Yacoraite Formation ooids.

Additionally, ooids could also grow and accrete laminae when resting in the marine

phreatic environment (within the sediment pile, below the sediment–water interface), not necessarily exiting a high-energy belt but affected by episodic/cyclical recycling (repeated ooid burial, exhumation and transport), as suggested by Anderson *et al.* (2020) (see *case 2* in Table 3); in this bedform model, if residence time is long enough, the precipitation of marine cements within the sediments (serrate or irregular fringes around grains and towards pore spaces) under high porewater carbonate saturation can occur and thus contribute to ooid growth. According to Anderson *et al.* (2020), this can occur particularly during times of low O₂, low organic matter and/or high carbonate saturation in surface seawater. These cements will be exposed to abrasion, rounding and smoothing when exhumed and exposed in the high-energy zone, the net result being lamina accretion (Table 3, see Anderson *et al.*, 2020). The authors cannot discount ooid growth through a similar mechanism (within the sediment as proposed by Anderson *et al.*, 2020) if local carbonate oversaturation occurs within the sediment pile (not necessarily meaning widespread surface seawater saturation and/or anoxia, as proposed in the original model). In the Yacoraite Formation this mechanism could potentially explain some radial fibrous textures (Fig. 9H).

When aggregates formed during the benthic/marine phreatic mode are subjected to renewed sustained higher-energy conditions (wave or tidally induced) (Fig. 10, stage c), new lamina accretion may start increasing the ooid size. Distinct compound ooids develop during this stage. Moreover, alternations of irregular micrite and crystalline laminae, as well as corroded, crenulate external features, instead of successive simple smooth surfaces, indicate recurrent repose or benthic modes, allowing the development of micrite laminae associated with either microboring impact or microbial colonization.

After early or incipient cementation (Fig. 10, stage e), which can take place entirely subaqueously (partly phreatic, stage e) or partly subaerially (including vadose, stage h), further reworking and growth can occur on both single and compound ooids. In complex littoral environmental mosaics, sediment reworking may occur through various mechanisms: (i) subaerial exhumation–erosion or subaqueous-erosion associated with storms; (ii) unusual tidal ranges; or (iii) minor high-frequency sea-level fluctuations. If surface cementation is incomplete or

weathering takes place disaggregating the substrate, new compound grains can be formed (Fig. 10, stage f). These ‘intraclasts’, in turn, can be incorporated into the ooid conveyor belt again and then may become the nuclei of new compound ooids as observed in some cases (Figs 9F and 10, stage g).

The presence of abundant large simple festoon–cerebroid ooids (Fig. 9B to F, I, K and L) and diverse simple and compound ooids in cross-bedded oolitic grainstone and in the graded intraclastic–oolitic grainstone–rudstone is interpreted as a result of textural mixtures associated with storm processes, reworking and recycling (Figs 8F to H and 9A). Back and forth loops between different stages (d and c or b) can occur repeatedly in order to mix components prior to final cementation (Fig. 10, stage e).

Vadose/subaerial mode

Other features observed in the Yacoraite ooids that relate to lamina accretion could have a vadose or subaerial origin. A wide variety of compound ooids accompany multilayered simple ooids particularly within the graded intraclastic–oolitic grainstone–rudstone and the cross-bedded oolitic grainstone, which also show a great number of intraclasts (up to 35% – mostly fragments of oolite grainstones). Compound ooids show a great variety of sizes, external shapes, internal features and various individual bonded components (at least one being an ooid) and repeated linings (Figs 8 and 9). Cements with eccentric, pendant and lateral growth as well as localized meniscus cement occur associated with the compound ooids. These features originate from vadose and subaerial processes generating composite–aggregate grains. Eardley (1938) termed such features, occurring in deposits from the Great Salt Lake (Utah), hydrogenic shingles, and Purser & Loreau (1973) named them boulder-gravelly pisoliths, which they described from the sabkhas of the Trucial Coast on the Persian Gulf. Some of the Yacoraite compound grains resemble the irregular pisoids described from intertidal to supratidal subenvironments (associated with beach-rock) within the Persian Gulf (Loreau & Purser, 1973; Purser & Loreau, 1973) whereas others contain asymmetrical features resembling vadoid (Dunham, 1969; Esteban & Pray, 1983) and arborescent encrustations (Risacher & Eugster, 1979). Compound grains can thus develop either when granular material is shed towards

slightly deeper water (enhancing aggregation and grapestone formation) or when grains are exported out of the high-energy belt (for example, the surf-splash zone) to supratidal areas (or alternatively, eulittoral-supralittoral when lacustrine, *cf.* Arp, 1995) and become incorporated within subaerial-vadose environments. Eardley (1938) discussed that these compound grains in subaerial environments are cemented chiefly by precipitation from solution, but the Yacoraite ooids suggest that pendant and lateral cement precipitation observed in the samples may result from wind spray and successive capillary processes (Fig 9G and K). These two very common processes increase particle binding and may add to new lamina accretion (e.g. Gomez *et al.*, 2014), thus leading to compound ooid formation along coastal plains, when particles are subaerially exposed (Fig. 9G). Within low-gradient coastal environments in epicontinental seas (for example, salt coastal) or on lacustrine plains (eulittoral-supralittoral), ooids can remain dormant for long periods, and may become partially cemented, which results in the formation of very irregular geometric surfaces and shapes. Particularly irregular overgrowths and eccentric development, localized dissolution embayments and meniscus formation seem diagnostic of subaerial-vadose processes (Figs 9K to O and 10, stage i); features that can be discerned by detailed petrographic observations (e.g. Scholle & Ulmer-Scholle 2003; Belkhedim *et al.*, 2019). Vadose features (Fig. 10, stages h, i and j) have also been linked to pedogenetic processes, where dissolution, recrystallization and 'grainification' (Freytet, 1973; Arp, 1995; Freytet & Verrecchia, 2002; Glumac *et al.*, 2012) characterize and may further influence composite grains (e.g. Peryt & Piatkowski, 1977; Mazzullo & Birdwell, 1989). All particles formed in the vadose/subaerial environment can be remobilized in the high-energy zone and can be layered (Fig. 10, stage k), thus forming more complex ooids (Fig. 10, stage m). Renewed lamina accretion may alternatively occur after some erosion and rounding (Fig. 10, stages g and k). Conversely, if composite particles happen to add lamina in a relatively quiescent environment, they may replicate their inherited shape and prevent rounding (Fig. 10, stage j).

The presence of broken ooids and regenerated ooids (Fig. 9F and H), suggests brittle ooid breakage and partial rounding before layering (Fig. 10, stage l). Broken and re-layered ooids are rare in high-energy open-marine subtidal environments

(Husinec & Read, 2006) but abundant in lacustrine settings and carbonate aeolianites (Sandberg, 1975; Hunter, 1993; Caputo, 1995; Flügel, 2004; McGuire, 2014). The broken ooids may result from expansion and contraction due to heating and cooling, respectively, or find their origin in strong grain-to-grain collisions during aeolian transport. Alternatively, vadose dissolution can also generate similar apparent features like half-size ooids (Smith, 2019), requiring exhumation-erosion and later incorporation back into the subaqueous saturated environment to allow further ooid growth.

DISCUSSION

Environmental variability in Yacoraite Formation ooids

Detailed analysis of the diversity of ooids from varying environmental conditions and settings within the Yacoraite Formation sediments advances discussion regarding the marine versus lacustrine origin of these deposits (Marquillas *et al.*, 2005, 2007; Deschamps *et al.*, 2020; Gomes *et al.*, 2020; Tasistro-Hart *et al.*, 2020). The documented size distribution, shapes and astonishing diversity of microtextures documented within the Yacoraite Formation oolites, makes them difficult to reconcile with a simple equilibrium ooid size distribution model, as observed in classic high-energy marine environments (as discussed by Trower *et al.*, 2017). Our facies analysis suggests a different environmental setting for the Bahamian-type ooid shoals with subtidal high-energy environments largely sustained over time (Illing, 1954; Bathurst, 1972; Davies *et al.*, 1978; Simone, 1981; Strasser, 1986; Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2004; Ranky & Reeder, 2011; Trower *et al.*, 2018; Harris *et al.*, 2019). Although our facies assemblage indicates shallowing upward cycles with both wave and tidal influence with recurrent exposure, only the well-rounded, simpler and better-sorted ooids observed in the Yacoraite Formation (particularly, *Thin-bedded wavy peloidal-oolitic grainstone* and *Thin-bedded mixed heterolithic bedding* lithotypes) have reached an equilibrium size under a sustained agitated subtidal environment (*cf.* Trower *et al.*, 2017). On the contrary, most of the Yacoraite Formation ooids are characterized by unusually diverse, complex and composite morphologies. Our literature review provides an opportunity to establish comparisons with other ancient

examples (Beukes, 1983; Husinec & Read, 2006; Lehrmann *et al.*, 2012; Mei & Gao, 2012; Li *et al.*, 2019) that also seem to yield a wide variety of morphologies (for example, broken and regenerated ooids in aeolian environments, cerebroid ooid giant morphologies in vadose environments, and unusually highly saturated marine environments).

Within the Yacoraite Formation, superficial as well as simple multilayer ooids develop over a diversity of detrital siliciclastic components, bioclasts or peloids (as a nucleus), compatible with the equilibrium size theory of Trower *et al.*, 2017, 2020. However, a different set of more complex and diverse processes (Table 3) seem to control lamina accretion on composite grains. The development of envelopes with uneven thickness, festoon and ameoboid ooid types, and irregular, micrite-rich lamina development (possibly related to microbial activity within biofilms), clearly suggest stages of net ooid growth with limited abrasion. Additionally, during the benthic stage, early diagenetic processes enhanced local cementation, binding and merging between single ooids (and other components, Fig. 9M to O). The variety of compound ooids, and recorded sizes and shapes is difficult to reconcile with commonly suggested abrasion dynamics (*cf.* Trower *et al.*, 2017).

The variety of benthic processes present (Fig. 10) would also occur in a lacustrine environment where hydrodynamic conditions are more variable and may strongly differ from high-energy marine shoal belts. The concept of a high-energy shallow-water *conveyor belt* developed by Mariotti *et al.* (2018) suggests that ooids become segregated out of the surf zone (beach and shoreface environment as in Cat Island, Bahamas), exiting the high-energy regions where abrasion and rounding strongly dominate. This process allows ooids to grow in response to different mechanisms operating in lower energy settings, influenced by microbial activity (Freeman, 1962; Mariotti & Fagherazzi, 2012; Mariotti *et al.*, 2018). The aforementioned sedimentation process matches with the frequent aggregation into larger particles, which together with other textural characteristics, such as ooid laminae with no clear trend in the change of thickness, ooid laminae with external irregularities and ooids that include multiple nuclei, suggest processes of ooid aggradation. (Mariotti *et al.*, 2018). However, the various ooids from the Yacoraite Formation still depart from those described by Mariotti *et al.* (2018). Irregular

ooids including simple festoon–cerebroid, aggregates and compound types are very common in the Yacoraite samples (*Graded skeletal–oolitic grainstone–packstone*, *Graded intraclastic oolitic grainstone–rudstone* and *Cross-bedded oolitic–grainstone* lithotypes). The simple (superficial and multilayer) ooids present frequently retain a nucleus shape which implies that little significant rounding occurred. Replicating the original nucleus shape agrees with limited abrasion and agitation processes (*cf.* Trower *et al.*, 2020), such as avoiding high rounding rates. Experimental data and direct observations by Mariotti *et al.* (2018) suggested that small surface irregularities on simple or compound ooids can be abraded within days, once ooids resume movement. Although the present study observed rounding patterns and unconformity development in some of the ooids, it does not seem to be the norm, but rather the exception. Alternative paths or loops implying higher intricacy and recurrent mixtures as well as unusual vadose–subaerial processes may possibly explain the diversity and complexity of the ooid populations in the Yacoraite Formation.

The presence of grapestones (Purdy, 1963), and varieties of aggregate grains originally described as ‘lumps’ by Illing (1954), requires a set of different environmental conditions allowing binding and/or cementation of ooids and other particles. These processes imply water energy fluctuations and periods with protected bottom stability (Winland & Matthews, 1974). Grapestone usually breaks down by abrasion in highly energetic settings unless enough repose time allows the development of mature crusts (Illing, 1954; Van Ee *et al.*, 2008). Although grapestones are a variety of aggregate grains (Purdy, 1963), they were originally described in the seminal paper by Illing (1954) on the Bahamas in which various kinds of ‘lumps’ with different degrees of cementation were discussed. In an attempt to better characterize grapestones, Taft *et al.* (1968) separated several varieties (that apparently constitute a continuum) based on the surface area of the particle covered by cement. Those authors also added that, within incipient grapestones, cement was largely restricted to the surface of the aggregate, whereas the interior remained fairly porous. If cement (as an isopachous rim) discontinuously covered less than 50% of the aggregate, the grains were classified following Illing (1954) as firmer aggregates. When rounding and cementation increased, both in the interior and over 50% of the particle was layered with cement, the grain was classified as well-

cemented grapestone. Moreover, Taft *et al.* (1968) noted that with continued accretion, cement completely covered the aggregate grains, resulting in a smooth, better rounded, layered-grapestone in which the constituent particles are detectable beneath the cement and protrude through the surface reducing sphericity. Similarly, when the ooids repeatedly abrade and accrete outward, their irregular appearance gradually disappeared and they turned into well-rounded composite grains. The latter pattern is shown in samples of subtidal lithotypes *Graded intraclastic oolitic grainstone–rudstone* and *Cross-bedded oolitic grainstone* including mixtures of various degrees of ‘maturity’. Moreover, grains with a third and fourth generation were counted, implying multiple re-layering phases after incipient grapestone development. Taft *et al.* (1968) discussed that such a variety of grains predominate the bulk of the carbonate grains occurring at water depths of less than 3 m on the New Providence Platform (Bahamas) situated between the Tongue of the Ocean and Exuma Sound.

Newell *et al.* (1960) described an evolution from single superficial ooids into more mature, multilayered ooids for Brown’s Cay (Western Great Bahama Bank, Bahamas). In the Yacoraite Formation this progression is preferentially shown in the lowermost section (see Fig. 3), but a similar tendency is displayed by intraclasts within the upper intervals of the oolitic rudstones and grainstone/rudstones lithotypes. Intraclasts within rudstones show progressively thicker isopachous lamina development, to a point where discriminating between relatively small (<5–10 mm) intraclasts and large composite ooids becomes extremely difficult, because they clearly overlap in size and both show incipient to pervasive lining and similar roundness.

Many of the recorded textures in the Yacoraite Formation are strikingly similar to those described for ooids from the Great Salt Lake (Eardley, 1938; Carozzi, 1962; Halley, 1977; Chidsey *et al.*, 2015; Paradis *et al.*, 2017; Paradis, 2019; Trower *et al.*, 2020; Ingalls *et al.*, 2020; Smith *et al.*, 2020). In addition, some features are comparable to the incipient growth stages observed in Lake Geneva ooids (Davaud & Girardclos, 2001; Plee *et al.*, 2008; Ariztegui *et al.*, 2012). Great Salt Lake and Lake Geneva present contrasting environmental conditions (water depth and hydrochemistry). Similar ooid patterns may suggest analogous processes during ooid growth, but not necessarily a lacustrine environment, because ooids and processes

described for marine environments by Mariotti *et al.* (2018) and Purser & Loreau (1973) also resemble many aspects of the ooids documented in the Yacoraite Formation, for example size and morphology.

The ooid diversity in the Yacoraite Formation stresses the fact that environmental variability and recycling are standard features, which are probably related to limited accommodation (see next section). Higher intermittency and frequent exposure may result in the observed ooid diversity. Although lacustrine ooids are shaped by different processes, and apparently include a higher diversity assemblage of ooid morphotypes than marine ooids, such variability could also be produced in tidally influenced environments or highly dynamic lacustrine and coastal saline ponds.

Ooid growth and recycling in settings with limited accommodation

The study suggests that the vast majority of ooid types present in the Yacoraite Formation have largely non-equilibrium shapes. These ooids were probably formed under highly unstable and variable environmental conditions and evolved following diverse paths and processes, as shown in Fig. 10. The different trajectories proposed can be interpreted to occur within a given sample, suggesting time-averaging processes (Kidwell, 1998), particularly when a diversity of compound ooid types appear together. Complex environmental mosaics (as opposed to stable subtidal high-energy conditions like in the Bahamas, Rankey *et al.*, 2006; Rankey & Reeder, 2011; Trower *et al.*, 2018; Harris *et al.*, 2019), enable mixtures to develop and reduce the overall sorting and homogeneity among ooid types.

The population analysis of the Yacoraite Formation ooids showed: (i) variable sorting (bimodal and polymodal distributions); (ii) a diversity of shapes; (iii) varying lamina textures; and (iv) different particles acting as the nucleus. This assembly of population characteristics indicates recurrent mixing and intermingling of ooids that followed different evolving paths and lamina accretion/destruction processes (Fig. 10). The significant number of compound ooids (5–35%), some showing various dissolution features, meniscus development and repeated envelope generations, together with layered oolite intraclasts, strongly suggest that exposure, cementation and recycling related to limited accommodation characterized the depositional

environment. Reworking of the simple ooids is indicated by eccentricity, growth compensation, subtle internal unconformities and broken/regenerated ooids. The presence of clean sharp surfaces and low-angle truncations in some of the multi-layered simple and festoon–cerebroid ooids is interpreted as erosional discontinuities due to reworking. The fact that broken regenerated ooids commonly occur within the deposits (for example, graded intraclastic oolitic–grainstone–rudstone and cross-bedded oolitic grainstone) confirms that these deposits were frequently subjected to subaerial exposure processes. Similar characteristics were described from transgressive carbonates (Husinec & Read, 2006), in which ooids that were originally formed in coastal hypersaline ponds in arid environments were affected by wind and vadose processes. At a later stage, these sediments were subject to rising sea level, that favoured ooid recycling. Similar features have also been recorded in arid dynamic lacustrine systems such as the Great Salt Lake (e.g. Chidsey *et al.*, 2015; Ingalls *et al.*, 2020). Strasser (1986) and Glumac *et al.* (2012) discussed ooid complexity and recurrent layering, and attributed repeated accretionary stages and recycling to little available accommodation. Strasser (1986) argued that superposition of various cortical patterns (his type 6 ooids) reflected gradual or abrupt changes in hydrodynamic regimes, water chemistry and/or microbiological activity. Such changes were caused by shifting coastal morphologies and strong climatic forcing, influencing water chemistry through evaporation or rainfall in phreatic and vadose environments. Strasser (1986) stressed that high-energy events (storms) were capable of mixing water and sediment from various sources. All of these alternative variations demonstrate that little accommodation is needed to facilitate the development of a range of processes within the same stratigraphic interval. These environmental requirements are met in the Yacoraite depositional setting, as confirmed by the ooid variability encountered in these deposits.

Recognition and awareness of complex ooid characteristics and ooid variability may be the only information available when studies are made based on the limited amount of data retrieved from well cores or cuttings. The new classification scheme may provide alternative realistic interpretations. Low accommodation may favour frequent reprocessing and recurrent recycling (Fig. 10) within complex environmental mosaics, which will be maximized within

low-gradient epicontinental settings (e.g. Pérez López & Pérez Valera, 2012). The present Cretaceous case study shows superposition of various physical (chemical) and biotic processes, which may be the norm in the fossil record. Mixing and preservation of different ooid types may be the key to interpreting palaeoenvironmental variations over short timescales, whereas recycling and superposition of recurrent constructive and destructive ooid processes might indicate longer-term time-averaged sedimentological condensation (Gómez Fernández & Fernández López, 1994; Kidwell, 1998; Lehrmann *et al.*, 2020), which can be of importance for sequence stratigraphic interpretations.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

Qualitative ooid types and quantitative ooid patterns (sizes and shapes), as well as textural mixtures present in the Cretaceous ooids of the Yacoraite Formation (Argentina), reflect various processes related to frequent switching energy levels and recurrent constructive–destructive stages. Quantitative data supports the interpretation of simple ooids forming under equilibrium conditions and the more complex ooids forming under non-equilibrium conditions. Additional lamina complexities present within simple multi-layered ooids and the diversity of compound types suggest recycling, time-averaging processes in a depositional environment with little accommodation.

Simple multilayered ooids, including the cerebroid–festoon ooids from the study area, show great similarities with morphologies of ooids that currently are present within the Great Salt Lake in Utah (Kahle, 1974; Trower *et al.*, 2020, and references therein). However, a whole set of compound forms distinct from the Cretaceous ooids deviate from this pattern showing a high number (35%) of intraclasts and recycled oolites (this includes fragments of oolitic grainstones and of individual broken ooids). The ooids even display second, third and fourth-order recycling patterns reflecting recurrent ooid generation, and possible vadose processes indicating periodic emergence. This recycling pattern, marked by internal discontinuities, recrystallization and thin lining growth, implies much stronger disruptions between constructive and destructive stages as observed in marine Bahamian ooid archetypes.

In conclusion, the variety of ooids found in the Cretaceous Yacoraite Formation display significant

similarities with an ooid spectrum produced in a lacustrine setting that at times was influenced by marine processes, as shown by various sedimentological features, for example, bi-directional cross-bedding, tidal shoals and hummocky cross-stratification (HCS). Hence, the depositional realm resembles a shallow coastal lagoon with distinct lacustrine characteristics that at times was subjected to prolonged marine incursions.

ACKNOWLEDGEMENTS

Funding and support were provided by the CICTERRA (Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra), the CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), project PIP11220150100664CO to F.J.G., and the SECYT (Secretaría de Ciencia y Tecnología—Universidad Nacional de Córdoba), projects 30720130100119CB and 33620180100911CB to R.A.A. We thank Emiliano Rivarola for field assistance. We acknowledge the technicians of the CICTERRA for their continuous work to promote and develop high-level scientific research. We specially thank reviewers Gene Rankey (Kansas), Daniel Lehrmann (San Antonio), an anonymous reviewer, and Associate Editor Prof. John Reijmer (Amstelveen) for their very valuable revisions that greatly improved the final version of our paper.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

REFERENCES

Aigner, D.K. (1985) Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes. Earth Sci.*, **3**, 174.

Anderson, N.T., Cowan, C.A. and Bergmann, K.D. (2020) A case for the growth of ancient ooids within the sediment pile. *J. Sed. Res.*, **90**, 843–854.

Ariztegui, D., Plee, K., Farah, R., Menzinger, N. and Pacton, M. (2012) Bridging the gap between biological and sedimentological processes in ooid formation: crystalizing FA FOREL's vision. *Archiv. des Sci.*, **65**, 93–102.

Arp, G. (1995) Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, southern Germany). *Facies*, **33**, 35–89.

Barrett, P.J. (1980) The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, **27**, 291–303.

Batchelor, M.T., Burne, R.V., Henry, B.I., Li, F. and Paul, J. (2018) A biofilm and organomineralisation model for the growth and limiting size of ooids. *Sci. Rep.*, **8**, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18908-4>.

Bathurst, R.G.C. (1967) Oölitic films on low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Mar. Geol.*, **5**, 89–109.

Bathurst, R.G.C. (1972) *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Elsevier, 633 pp.

Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A. (2015) Depositional processes of ribbon carbonates in middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, central Alborz). *Facies*, **61**, 1–18.

Belkhedim, S., Munnecke, A., Benhamou, M., Nemra, A. and Sadj, R. (2019) Challenging asymmetric cements as indicators of vadose diagenesis: “pseudo-gravitational” cements from the lower Pliensbachian of the Traras Mountains in NW Algeria. *Facies*, **65**, 12–35.

Benedetto, J.L. and Sánchez, T.M. (1972) *Coelodus toncoensis* nov. sp. (pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la Provincia de Salta. *Ameghiniana*, **9**, 59–71.

Berg, G. (1944) Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. Reichsampt f. Bodenf., Archiv für Lagerstättenforschung. *Heft*, **76**, 128.

Beukes, N.J. (1983) Ooids and oolites of the Proterophytic Boomplaas Formation, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa. In: *Coated Grains* (Ed. Peryt, T.M.), pp. 199–214. Springer, Berlin.

Blott, S.J. and Pye, K. (2008) Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, **55**, 31–63.

Brehm, U., Krumbein, W.E. and Palinska, K.A. (2006) Biomicrospheres generate ooids in the laboratory. *Geomicrobiol. J.*, **23**, 545–550.

Brückmann, F.E. (1721) *Specimen Physicum Exhibens Historiam Naturalem Oolithi Seu Ovariorum Piscium and Concharum in Saxa Mutatorum*. Typis Salomonis Schnorrii, Helmstadii.

Burne, R.V., Eade, J.C. and Paul, J. (2012) The Natural History of Oolites: Franz Ernst Brückmann's treatise of 1721 and its significance for the understanding of oolites. *Hallesches Jb. Geowiss.*, **35**, 93–114.

Caputo, M.P. (1995) Sedimentary architecture of Pleistocene eolian calcarenites, San Salvador Island, Bahamas. In: *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda* (Eds Curran, H.A. and White, B.), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **300**, 63–76.

Carozzi, A.V. (1957) Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites: l'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Bulletin De L'institut National Genevois*, **58**, 3–52.

Carozzi, A.V. (1961) Distorted oolites and pseudoolites. *J. Sed. Res.*, **31**, 262–274.

Carozzi, A.V. (1962) Cerebroid oolites. *Trans. Illinois State Acad. Sci.*, **55**, 238–249.

Carozzi, A.V. (1964) Complex ooids from Triassic lake deposit, Virginia. *Am. J. Sci.*, **262**, 231–241.

Chatalov, A.G. (2005) Aragonitic-calcitic ooids from Lower to Middle Triassic peritidal sediments in the Western Balkanides, Bulgaria. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie-Abhandlungen*, **235**(1), 87–110. <https://doi.org/10.1127/njgpa/235/2005/87>

Chidsey, T.C., Vanden Berg, M.D. and Eby, D.E. (2015) Petrography and characterization of microbial carbonates

- and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. In: *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production* (Eds Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T. and Vining, B.A.), *Geological Society, London, Spec. Publ.*, **418**, 261–286.
- Cónsole Gonella, C., Griffin, M., Cione, A., Cavalli, S.G. and 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. In *XIII Reunión Argentina de Sedimentología*, 45–56.
- Cónsole Gonella, C., de Valais, S., Marquillas, R.A. and Sánchez, M.C.** (2017) The Maastrichtian–Danian Maimará tracksite (Yacoraite Formation, Salta Group), Quebrada de Humahuaca, Argentina: environments and ichnofacies implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **468**, 327–350.
- Cox, M.R. and Budhu, M.** (2008) A practical approach to grain shape quantification. *Eng. Geol.*, **96**, 1–16.
- Davaud, E. and Girardclos, S.** (2001) Recent freshwater ooids and oncoids from western Lake Geneva (Switzerland): indications of a common organically mediated origin. *J. Sed. Res.*, **71**, 423–429.
- Davies, P.J., Bubela, B. and Ferguson, J.** (1978) The formation of ooids. *Sedimentology*, **25**, 703–730.
- Deelman, J.C.** (1978) Experimental ooids and grapestones: carbonate aggregates and their origin. *J. Sed. Petrol.*, **48**, 503–512.
- Demiccio, R.V. and 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. and Gasparrini, M.** (2020) Dynamic of a lacustrine sedimentary system during late rifting at the Cretaceous–Paleocene transition: example of the Yacoraite Formation, Salta Basin, Argentina. *Depos. Rec.*, **6**, 490–523.
- Diaz, M.R., Eberli, G.P., Blackwelder, P., Phillips, B. and Swart, P.K.** (2017) Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids. *Geology*, **45**, 771–774.
- Diaz, M.R. and Eberli, G.P.** (2019) Decoding the mechanism of formation in marine ooids: a review. *Earth-Sci. Rev.*, **190**, 536–556.
- Domokos, G., Jerolmack, D.J., Sipos, A.Á. and Török, Á.** (2014) How river rocks round: resolving the shape-size paradox. *PLoS One*, **9**, e88657.
- Dott, R.H.** (1983) Episodic sedimentation; how normal is average? How rare is rare? Does it matter? *J. Sed. Res.*, **53**, 5–23.
- Dunham, R.J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures, 108–121.
- Dunham, R.J.** (1969) Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: *Depositional Environments in Carbonate Rocks: A Symposium* (Ed. Friedman, G.M.), *Spec. Publ. SEPM*, **14**, 182–191.
- Eardley, A.J.** (1938) Sediments of Great Salt Lake Utah. *AAPG Mem.*, **22**, 1305–1411.
- Edgcomb, V.P., Bernhard, J.M., Beaudoin, D., Pruss, S.B., Welander, P.V., Schubotz, F., Mehay, S., Gillespie, A.L. and Summons, R.E.** (2013) Molecular indicators of microbial diversity in oolitic sands of Highborne Cay, Bahamas. *Geobiology*, **11**, 234–251.
- Esteban, M. and Pray, L.C.** (1983) Pisoids and Pisolite Facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. In: *Coated Grains* (Ed. Peryt, T.M.), pp. 503–537. Springer, Berlín, Heidelberg.
- Ferguson, J. and Ibe, A.C.** (1982) Some aspects of the occurrence of proto-kerogen in Recent ooids. *J. Petrol. Geol.*, **4**, 267–285.
- Flügel, E.** (1982) *Microfacies Analysis in Limestones*. Springer, New York, NY, 634 pp.
- Flügel, E.** (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, 976 pp.
- Folk, R.L.** (1974) *Petrology of Sedimentary rocks*, pp. 1–190. University of Texas, Austin.
- Folk, R.L. and Lynch, F.L.** (2001) Organic matter, putative nanobacteria and the formation of ooids and hardgrounds. *Sedimentology*, **48**, 215–229.
- Folk, R.L. and Ward, W.C.** (1957) Brazos River bar: a study of significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, **27**, 3–26.
- Freeman, T.** (1962) Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. *J. Sed. Res.*, **32**, 475–483.
- Freytet, P.** (1973) Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sed. Geol.*, **10**, 25–60.
- Freytet, P. and Plaziat, J.C.** (1979) Les ooides calcaires continentaux: Diversité des formes, des gisements, des modes de formation. *Recherches Géographiques À Strasbourg*, **12**, 69–80.
- Freytet, P. and Verrecchia, E.P.** (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimnol.*, **27**, 221–237.
- Friedman, G.M.** (1961) Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *J. Sed. Res.*, **31**, 514–529.
- Galliski, M.A. and Viramonte, J.G.** (1988) The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: a petrologic approach. *J. S. Am. Earth Sci.*, **1**, 329–342.
- Gasiewics, A.** (1984) Eccentric ooids. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte*, **4**, 204–211.
- Gayet, M., Sempere, T., Cappetta, H., Jaillard, E. and Lévy, A.** (1993) La présence de fossiles marins dans le Crétacé terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **102**, 283–319.
- Ginsburg, R.N. and Hardie, L.A.** (1975) Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. In: *Tidal Deposits* (Ed. Larsonneur, C.), pp. 201–208. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Glumac, B., Curran, H.A., Weigner, M.M., Motti, S.A. and Pruss, S.B.** (2012) Distribution of oolitic sediment along a beach-to-offshore transect, Pigeon cay, Cat Island, Bahamas: new insights into modern ooid formation. In: *Proceedings of the 15th Symposium on the Geology of the Bahamas and Other Carbonate Regions* (Eds Gumble, D.W. and Kindler, P.), pp. 71–81. Gerace Research Center.
- Gomes, J.P.B., Bunevich, R.B., Tonietto, S.N., Alves, D.B., Santos, J.F. and Whitaker, F.F.** (2020) Climatic signals in lacustrine deposits of the Upper Yacoraite Formation, Western Argentina: evidence from clay minerals, analcime, dolomite and fibrous calcite. *Sedimentology*, **67**, 2282–2309.
- Gomez, F.J., Kah, L.C., Bartley, J.K. and Astini, R.A.** (2014) Microbialites in a high-altitude Andean lake: multiple controls on carbonate precipitation and lamina accretion high-altitude lacustrine microbialites. *Palaios*, **29**, 233–249.

- Gómez Fernández, J.J.** and **Fernández López, S.R.** (1994) Condensation processes in shallow platforms. *Sed. Geol.*, **92**, 147–159.
- Grosso, S., López, R., Vergani, G.** and **O'leary, S.** (2013) Naturally fractured carbonate reservoirs in the Caimancito Oilfield (Yacoraite Formation), Cretaceous basin of northwestern Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, **70**, 53–69. (In Spanish with English abstract).
- Guimarães, S.P.** (2014) Stratigraphic analysis in Maastrichtian lacustrine deposits of the Yacoraite Formation (Salta Basin-Argentina): definition and traceability of high-resolution sequences. Master Thesis. *Universidade Estadual Paulista*, Rìo Claro, 150 pp (In Portuguese with English abstract).
- Halley, R.B.** (1977) Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. *J. Sed. Res.*, **47**, 1099–1120.
- Harris, P.M., Diaz, M.R.** and **Eberli, G.P.** (2019) The Formation and distribution of modern ooids on Great Bahama Bank. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **11**, 491–516.
- Heilbronner, R.** and **Barrett, S.** (2014) *Image Analysis in Earth Sciences. Microstructures and Textures of Earth Materials*. Springer, Berlin, Heidelberg, 520 pp.
- Heller, P.L., Komar, P.D.** and **Pevear, D.R.** (1980) Transport processes in ooid genesis. *J. Sed. Res.*, **50**, 943–951.
- Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R.** and **Galli, C.** (1999) Sequence Stratigraphy of Salta Group, focusing at sub-basins Metán-Alemania, Northwest Argentina. In: *Congreso Geológico Argentino* (Eds Gonzales Bonorino, G., Omarini, R. and Viramonte, J.), pp. 264–284. Nacional Univ. Salta, Salta. (In Spanish with abstract in English).
- Hernández, R., Gómez Omil, R.** and **Boll, A.** (2008) Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift cretácico en la Provincia de Jujuy. In: *Geología de la Provincia de Jujuy* (Eds Coira, B. and Zappettini, E.), Vol. IV, pp. 207–232. *Congreso Geológico Argentino*, Jujuy.
- Hunter, R.E.** (1993) An eolian facies in the Ste. Genevieve Limestone of southern Indiana. In: *Mississippian Oolites and Modern Analogs* (Eds Keith, B. and Zuppann, C.), *AAPG, Studies in Geology*, **35**, 31–47.
- Husinec, A.** and **Read, J.F.** (2006) Transgressive oversized radial ooid facies in the Late Jurassic Adriatic Platform interior: low-energy precipitates from highly supersaturated hypersaline waters. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **118**, 550–556.
- Illing, L.V.** (1954) Bahaman calcareous sands. *AAPG Bull.*, **38**, 1–95.
- Ingalls, M., Frantz, C.M., Snell, K.E.** and **Trower, E.J.** (2020) Carbonate facies-specific stable isotope data record climate, hydrology, and microbial communities in Great Salt Lake, UT. *Geobiology*, **18**, 566–593.
- Kahle, C.F.** (1974) Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *J. Sed. Res.*, **44**, 30–39.
- Kalkowsky, E.** (1908) Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Z. Dtsch. Geol. Gesell., Berlin*, **60**, 68–125.
- Kendal, A.C.** (1977) Fascicular-optic calcite; a replacement of bundled acicular carbonate cements. *J. Sed. Res.*, **47**, 1056–1062.
- Kidwell, S.M.** (1998) Time-averaging in the marine fossil record: overview of strategies and uncertainties. *Oceanographic Literature Review*, **9**, 1546–1547.
- Kidwell, S.M., Fuersich, F.T.** and **Aigner, T.** (1986) Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, **1**, 228–238.
- Krumbein, W.C.** (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.*, **11**, 64–72.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H.** and **Lasemi, Z.** (2012) Ancient carbonate tidalites. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds Davis, R.A. and Dalrymple, R.W.), pp. 567–607. Springer, Dordrecht.
- Lehrmann, D.J., Droxler, A.W., Harris, P., Minzoni, M., Droxler, D.A., Hopson, H.H., Kelleher, C., Khanna, P., Lehrmann, A.A., Lhemann, A., Mabry, G., Mercado, L., Proctor, J.M., Singh, P.** and **Yazbek, L.** (2020) Controls on microbial and oolitic carbonate sedimentation and stratigraphic cyclicity within a mixed carbonate-siliciclastic system: upper cambrian Wilberns Formation, Llano Uplift, Mason County, Texas, USA. *Deposit. Rec.*, **6**, 276–308.
- Lehrmann, D.J., Minzoni, M., Li, X., Yu, M., Payne, J.L., Kelley, B.M., Schaal, E.K.** and **Enos, P.** (2012) Lower Triassic oolites of the Nanpanjiang Basin, south China: facies architecture, giant ooids, and diagenesis-Implications for hydrocarbon reservoirs. *AAPG Bulletin*, **96**, 1389–1414.
- Li, F., Gong, Q., Burne, R.V., Tang, H., Su, C., Zeng, K., Zhang, Y.** and **Tan, X.** (2019) Ooid factories operating under hothouse conditions in the earliest Triassic of South China. *Global Planet. Change*, **172**, 336–354.
- Li, F., Yan, J.X., Algeo, T.** and **Wu, X.** (2013) Paleooceanographic conditions following the end-Permian mass extinction recorded by giant ooids (Moyang, South China). *Global Planet. Change*, **105**, 102–120.
- Li, F., Yan, J.X., Chen, Z.Q., Ogg, J.G., Tian, L., Korngreen, D., Liu, K., Ma, Z.L.** and **Woods, A.D.** (2015) Global oolite deposits across the Permian-Triassic boundary: a synthesis and implications for palaeoceanography immediately after the end-Permian biocrisis. *Earth Sci. Rev.*, **149**, 163–180.
- Li, X., Trower, E.J., Lehrmann, D.J., Minzoni, M., Kelley, B.M., Schaal, E.K., Altiner, D., Yu, M.** and **Payne, J.L.** (2021) Implications of giant ooids for the carbonate chemistry of Early Triassic seawater. *Geology*, **49**, 156–161.
- Loreau, J.P.** and **Purser, B.H.** (1973) Distribution and ultrastructure of holocene ooids in the Persian Gulf. In: *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* (Eds Purser, B.H. and Seibold, E.), pp. 279–328. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Macellari, C.E.** (1988) Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *J. S. Am. Earth Sci.*, **1**, 373–418.
- Mariotti, G.** and **Fagherazzi, S.** (2012) Modeling the effect of tides and waves on benthic biofilms. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, **117**(G4), 1–14.
- Mariotti, G., Pruss, S.B., Summons, R.E., Newman, S.A.** and **Bosak, T.** (2018) Contribution of benthic processes to the growth of ooids on a low-energy shore in Cat Island, The Bahamas. *Minerals*, **8**, 252.
- Marquillas, R.A., del Papa, C.** and **Sabino, I.F.** (2005) Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. *Int. J. Earth Sci.*, **54**, 94–113.
- Marquillas, R.A., Sabino, I., Sial, A.N., del Papa, C., Ferreira, V.** and **Matthews, S.** (2007) Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **23**, 304–320.
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A., Matthews, S.J., Matteini, M.** and **Dantas, E.** (2011) U-Pb zircon age of the Yacoraite

- Formation and its significance to the Cretaceous-Tertiary boundary in the Salta Basin, Argentina. *Cz. Geol. Cntrl. Andes Ar.*, 227–246.
- Mazzullo, S.J.** and **Birdwell, B.A.** (1989) Syngenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings. *J. Sed. Res.*, **59**, 605–611.
- McGuire, K.M.** (2014) *Comparative Sedimentology of Lake Bonneville and the Great Salt Lake*. Brigham Young University, Brigham.
- Mei, M.** and **Gao, J.** (2012) Giant Induan oolite: a case study from the Lower Triassic Daye Formation in the western Hubei Province, South China. *Geosci. Front.*, **3**, 843–851.
- 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. *Rev. Asoc. Geol. Ar.*, **25**, 9–44.
- Myrow, P.M., Jerolmack, D.J.** and **Perron, J.T.** (2018) Bedform disequilibrium. *J. Sed. Res.*, **88**, 1096–1113.
- Newell, N.D., Purdy, E.G.** and **Imbrie, J.** (1960) Bahamian oolitic sand. *Geol. J.*, **68**, 481–497.
- O'Reilly, S.S., Mariotti, G., Winter, A.R., Newman, S.A., Matys, E.D., McDermott, F., Pruss, S.B., Bosak, T., Summons, R.E.** and **Klepac-Ceraj, V.** (2017) Molecular biosignatures reveal common benthic microbial sources of organic matter in ooids and grapestones from Pigeon Cay, The Bahamas. *Geobiology*, **15**, 112–130.
- Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M.R., Rollion-Bard, C., Farah, R.** and **Vasconcelos, C.** (2012) Going nano: a new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology*, **40**, 547–550.
- Paradis, O.P.** (2019) *Great Salt Lake Ooids: Insights into Rate of Formation, Potential as Paleoenvironmental Archives and Biogenicity*. Doctoral Dissertation. University of Southern California.
- Paradis, O.P., Corsetti, F.A., Bardsley, A., Hammond, D.E., Xu, X.** and **Walker, J.C.** (2017) Radial ooids from Great Salt Lake (Utah) as paleoenvironmental archives: insights from radiocarbon chronology and stable isotopes. *Am. Geophys. Union Publ.*, **2017**, EP12A-06.
- Paul, J., Peryt, T.M.** and **Burne, R.V.** (2011) Kalkowsky's stromatolites and oolites (Lower Buntsandstein, northern Germany). In: *Advances in Stromatolite Geobiology*, pp. 13–28. Springer, Berlin.
- Pérez López, A.** and **Pérez Valera, F.** (2012) Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, **59**, 646–678.
- Perron, J.T., Myrow, P.M., Huppert, K.L., Koss, A.R.** and **Wickert, A.D.** (2018) Ancient record of changing flows from wave ripple defects. *Geology*, **46**, 875–878.
- Peryt, T.M.** and **Piatkowski, T.S.** (1977) Algal-vadose pisoliths in the Zechstein Limestone (Upper Permian) of northern Poland. *Sed. Geol.*, **19**, 275–286.
- Plee, K., Ariztegui, D., Martini, R.** and **Davaud, E.** (2008) Unravelling the microbial role in ooid formation—results of an in-situ experiment in modern freshwater Lake Geneva in Switzerland. *Geobiology*, **6**, 341–350.
- Plée, K., Pacton, M.** and **Aristegui, D.** (2010) Discriminating the role of photosynthetic and heterotrophic microbes triggering low-Mg calcite precipitation in freshwater biofilms (Lake Geneva, Switzerland). *Geomicrobiol. J.*, **27**, 391–399.
- Poncet, J.** (1984) Microfabric and origin of Cambrian carbonate Ooids—examples from the Cambrian oolite of Carteret (Northeastern Armorican Massif, France). *Sed. Geol.*, **39**, 273–280.
- Pruss, S.B.** and **Clemente, H.** (2011) Assessing the role of skeletons in early paleozoic carbonate production: insights from cambro-ordovician strata, Western Newfoundland. In: *Quantifying the Evolution of Early Life* (Eds Laflamme, M., Schiffbauer, J.D. and Dornbos, S.Q.), pp. 161–183. Springer, Dordrecht.
- Purdy, E.G.** (1963) Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary Facies. *J. Geol.*, **71**, 472–497.
- Purser, B.H.** (1980) Sedimentation et diagenese des carbonates neritiques recents. *Editions Technip, Paris*, **1**, 366 pp.
- Purser, B.H.** and **Loreau, J.P.** (1973) Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* (Ed. Purser, B.H.), pp. 342–376. Springer, Berlin.
- Rankey, E.C., Goodner, H.** and **Doveton, J.** (2018) Depositional Architecture and petrophysical variability of an oolitic tidal sand shoal: Pennsylvanian (Missourian), Kansas, U.S.A. *J. Sed. Res.*, **88**, 1114–1131.
- Rankey, E.C.** and **Reeder, S.L.** (2011) Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *J. Sed. Res.*, **81**, 97–117.
- Rankey, E.C.** and **Reeder, S.L.** (2012) Tidal sands of the Bahamian archipelago. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds Davis, R.A. and Dalrymple, R.W.), pp. 537–565. Springer, Dordrecht.
- Rankey, E.C., Riegl, B.M.** and **Steffen, K.** (2006) Form, function, and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology*, **53**, 191–210.
- Rasband, W.S.** (2004) *ImageJ*. National Institutes of Health, Bethesda, MD. Available at: <http://rsb.info.nih.gov/ij/>
- Riley, N.A.** (1941) Projection sphericity. *J. Sed. Petrol.*, **11**, 94–97.
- Risacher, F.** and **Eugster, H.P.** (1979) Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, **26**, 253–270.
- Roos, P.C.** and **Blondeaux, P.** (2001) Sand ripples under sea waves. Part 4. *J. Fluid. Mech.*, **447**, 227–246.
- Rouchy, J.M., Camoin, G., Casanova, J.** and **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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **105**, 179–198.
- Salfity, J.A.** and **Marquillas, R.A.** (1994) Relaciones estratigráficas regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior), norte de la Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, **1**, 479–483.
- Sandberg, P.A.** (1975) New interpretation of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, **22**, 497–537.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J.-Y., White, D.J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P.** and **Cardona, A.** (2012) Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nat. Methods*, **9**, 676–682.
- Scholle, P.A.** and **Ulmer-Scholle, D.S.** (2003) *A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*, **77**, 470. Tulsa: AAPG Memoir.
- Sempere, T.** (1995) *Phanerozoic Evolution of Bolivia and Adjacent Regions*, pp. 21–23. Second ISAG, Oxford.

- Sempere, T., Acosta, H. and Carlotto, V.** (2004) Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. *Spec. Publ. SGP WS*, **5**, 81–103.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. and Swisher III, C.C.** (1997) Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 709–727.
- Siahi, M., Hofmann, A., Master, S., Mueller, C. and Gerdes, A.** (2017) Carbonate ooids of the Mesoarchaeon Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*, **15**, 750–766.
- Siesser, W.G.** (1973) Diagenetically formed ooids and intraclasts in South African calcretes. *Sedimentology*, **20**, 539–551.
- Simone, L.** (1981) Ooids: a review. *Earth Sci. Rev.*, **16**, 319–355.
- Sipos, A.A., Domokos, G. and Jerolmack, D.J.** (2018) Shape evolution of ooids: a geometric model. *Sci. Rep.*, **8**, 1758.
- Smith, B.P., Ingalls, M., Trower, E.J., Lingappa, U.F., Present, T.M., Magyar, J.S. and Fischer, W.W.** (2020) Physical controls on carbonate intraclasts: Modern flat pebbles from Great Salt Lake, Utah. *J. Geophys. Res: Earth Surface*, **125**, e2020JF005733.
- Smith, L.** (2019) Fitted-fabric grainstones—commonly overlooked evidence for vadose diagenesis and subaerial exposure. *Sed. Red.*, **17**, 4–9.
- Sochan, A., Zieliński, P. and Bieganski, A.** (2015) Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. *Sed. Geol.*, **327**, 14–20.
- Stark, D.** (2011) Cuenca cretácica-paleógena del noroeste Argentino. In: *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Vol. **1**, pp. 407–453. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Maipú.
- Strasser, A.** (1986) Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**, 711–727.
- Summons, R.E., Bird, L.R., Gillespie, A.L., Pruss, S.B., Roberts, M. and Sessions, A.L.** (2013) Lipid biomarkers in ooids from different locations and ages: evidence for a common bacterial flora. *Geobiology*, **11**, 420–436.
- Sumner, D.Y. and Grotzinger, J.P.** (1993) Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids. *J. Sed. Petrol.*, **63**, 974–982.
- Taft, W.H., Arrington, F., Haimovitz, A., MacDonald, C. and Woolheater, C.** (1968) Lithification of modern marine carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas. *Bull. Mar. Sci.*, **18**, 762–828.
- Tasistro-Hart, A., Maloof, A., Schoene, B. and Eddy, M.P.** (2020) Astronomically forced hydrology of the Late Cretaceous sub-tropical Potosí Basin, Bolivia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **22**, pp.
- Trower, E.J.** (2020) The enigma of Neoproterozoic giant ooids—Fingerprints of extreme climate? *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2019GL086146.
- Trower, E.J., Bridgers, S.L., Lamb, M.P. and Fischer, W.W.** (2020) Ooid cortical stratigraphy reveals common histories of individual co-occurring sedimentary grains. *J. Geophys. Res. Earth Sur.*, **125**, 19.
- Trower, E.J., Cantine, M.D., Gomes, M.L., Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., Lamb, M.P., Lingappa, U., O'Reilly, S.S., Present, T.M., Stein, N., Strauss, J.V. and Fischer, W.W.** (2018) Active ooid growth driven by sediment transport in a high-energy shoal, little Ambergris cay, Turks and Caicos Islands. *J. Sed. Res.*, **88**, 1132–1151.
- Trower, E.J. and Grotzinger, J.P.** (2010) Sedimentology, diagenesis, and stratigraphic occurrence of giant ooids in the Ediacaran Rainstorm Member, Johnnie Formation, Death Valley region, California. *Precambrian Res.*, **180**, 113–124.
- Trower, E.J., Lamb, M.P. and Fischer, W.W.** (2017) Experimental evidence that ooid size reflects a dynamic equilibrium between rapid precipitation and abrasion rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **468**, 112–118.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P.** (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.
- Turner, J.C.M.** (1959) Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, **13**, 15–39.
- Van Ee, N.J., Wanless, H.R., Morgan, W.A. and Harris, P.M.** (2008) Ooids and grapestone—A significant source of mud on Caicos platform. In: *Developing Models and Analogs for Isolated Carbonate Platforms—Holocene and Pleistocene Carbonates of Caicos Platform, British West Indies* (Eds Morgan, W.A. and Harris, P.M.M.), Vol. **22** pp. 121–125. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- Winland, H.D. and Matthews, R.K.** (1974) Origin and significance of grapestone, Bahama Islands. *J. Sed. Res.*, **44**, 921–927.

Manuscript received 16 November 2021; revision 27 April 2022; revision accepted 5 May 2022

Supporting Information

Additional information may be found in the online version of this article:

- Appendix S1.** Extended methods.
- Fig. S1.** Procedure analysis and parameters.