



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

Instituto de Geología

“ANÁLISIS TAFONÓMICO Y
TAXONOMÍA DEL MACROBENTOS
CALCÁREO DEL PALEOZOICO TARDÍO
DE SIERRA AGUA VERDE, NORESTE
DE SONORA, MÉXICO”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

DOCTORA EN CIENCIAS

P R E S E N T A

MA. CATALINA GÓMEZ ESPINOSA

TUTORA PRINCIPAL DE TESIS: DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN
SÁNCHEZ

COMITÉ TUTOR: DRA. ANA BERTHA VILLASEÑOR MARTÍNEZ
DR. LUIS ARTURO SOTO GONZÁLEZ

MÉXICO, D.F.

FEBRERO, 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

Instituto de Geología

“ANÁLISIS TAFONÓMICO Y
TAXONOMÍA DEL MACROBENTOS
CALCÁREO DEL PALEOZOICO TARDÍO
DE SIERRA AGUA VERDE, NORESTE
DE SONORA, MÉXICO”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

DOCTORA EN CIENCIAS

P R E S E N T A

MA. CATALINA GÓMEZ ESPINOSA

TUTORA PRINCIPAL DE TESIS: DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN
SÁNCHEZ

COMITÉ TUTOR: DRA. ANA BERTHA VILLASEÑOR MARTÍNEZ
DR. LUIS ARTURO SOTO GONZÁLEZ

MÉXICO, D.F.

FEBRERO, 2010

Dr. Isidro Ávila Martínez
Director General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Me permito informar a usted que en la reunión ordinaria del Comité Académico del Posgrado en Ciencias Biológicas, celebrada el día 12 de octubre de 2009, se aprobó el siguiente jurado para el examen de grado de **DOCTORA EN CIENCIAS** de la alumna **GÓMEZ ESPINOSA MA. CATALINA** con número de cuenta **95600268** con la tesis titulada: **"ANÁLISIS TAFONÓMICO Y TAXONOMÍA DEL MACROBENTOS CALCÁREO DEL PALEOZOICO TARDÍO DE SIERRA AGUA VERDE, NORESTE DE SONORA, MÉXICO"**, realizada bajo la dirección de la **DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN SÁNCHEZ**:

Presidente:	DRA. EDNA NARANJO GARCÍA
Vocal:	DR. THIERRY CALMUS CATRIN
Vocal:	DR. LUIS ARTURO SOTO GONZÁLEZ
Vocal:	DR. FRANCISCO SOUR TOVAR
Secretario:	DRA. BLANCA ESTELA BUITRÓN SÁNCHEZ
Suplente:	DR. FERNANDO ÁLVAREZ NOGUERA
Suplente:	DRA. ANA BERTHA VILLASEÑOR MARTÍNEZ

Sin otro particular, me es grato enviarle un cordial saludo.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D.F. a 16 de febrero de 2010.


Dr. Juan Núñez Farfán
Coordinador del Programa

c.c.p. Expediente de la interesada

AGRADECIMIENTOS

La autora expresa su profundo reconocimiento al Posgrado en Ciencias Biológicas, en su Entidad Académica del Instituto de Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México, que hizo posible la realización de mi doctorado.

Mi agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada para realizar mis estudios de doctorado, así como a la Dirección General de Estudios Profesionales (DGEP) de la UNAM, por el complemento de beca otorgada para los mismos fines. Al Instituto de Geología, UNAM, por la beca concedida para la terminación de la tesis.

Se agradece al proyecto internacional ECOS-ANUIES-CONACYT No. MU001 por el financiamiento con el objeto de realizar una estancia de investigación en el Laboratoire de Paleontologie-SN5, U.F.R. des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Technologies de Lille, U.F.R., Francia en el año 2004, y a los proyectos CONACyT No. 49088 y UNAM-DGAPA, PAPIIT No. IN118209 por el apoyo económico en el trabajo de campo en la Sierra Agua Verde, Sonora.

La Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez del Departamento de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM dirigió la investigación de la tesis y junto con los doctores Ana Bertha Villaseñor Martínez y Luis A. Soto González constituyó el Comité Tutoral. Asimismo, los doctores Edna Naranjo García, Fernando Álvarez Noguera, Francisco Sour Tovar y Thierry Calmus revisaron la versión final de la tesis y constituyeron el Jurado de Grado.

Particularmente, se agradece a la Dra. Villaseñor por su interés en este proyecto y por sus consejos en la parte tafonómica, al Dr. Calmus que hizo valiosas recomendaciones para mejorar la interpretación geológica; al Dr. Sour quien revisó la taxonomía de los braquiópodos; al Dr. Soto y a la Dra. Naranjo quienes hicieron valiosas observaciones sobre aspectos de ecología marina y biología actual, que contribuyeron a la interpretación paleoecológica del área de estudio.

Mi gratitud especial al Dr. Daniel Vachard por aceptar y apoyar mi estancia de investigación en la Université des Sciences et Technologies en Lille, durante la cual me instruyó en la identificación de fusulínidos y en la determinación de la edad del afloramiento. A la Sra. Therese Vachard por su generosidad y por todas las atenciones que tuvo durante dicha estancia y al Dr. Emilio Almazán Vázquez del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, quien me asesoró en el trabajo de campo.

El Maestro Luis A. Flores de Dios de la Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, asesoró el estudio petrográfico, la caracterización de las microfacies y la interpretación sedimentológica. Gracias Toño por la buena disposición y apoyo que siempre me has dado.

El Dr. Ricardo Barragán Manzo del Departamento de Paleontología, del Instituto de Geología, UNAM, me apoyó en la revisión de la caracterización de microfacies a quien le doy mis cumplidas gracias.

Agradezco amplia y sinceramente al Dr. Raúl Gío Argaez por la revisión del manuscrito final y por todo su apoyo y ayuda a lo largo de estos años, mil gracias.

La Maestra Margarita Reyes Salas del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM y la Biól. Yolanda Hornelas Orozco del Servicio Académico de Microscopía electrónica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM me asesoraron durante la revisión de muestras de fusulínidos en el microscopio electrónico. E ellas, mi agradecimiento.

DEDICATORIA

Dedico esta investigación al Dr. Reinhard Weber, quien en los momentos de duda me impulsó para seguir adelante. Admiro su ejemplo como investigador con una gran ética profesional y, por la congruencia que siempre mostró entre sus pensamientos y sus actos. Agradezco a la vida por haberme permitido conocer a una persona tan especial que vivió de acuerdo a sus convicciones, que no se dejó llevar por el sistema y, que a pesar de todo siempre conservó el buen humor.

A mi mamá por apoyarme en las decisiones que he tomado y por tratar de entenderme.

A todas aquellas personas que utilizaron un poco de tiempo y vida y que siempre estuvieron dispuestos a escucharme, brindarme un consejo, señalarme mis errores y aceptarme como soy, entre ellos Carla Muñiz, Mayra Meléndez, Jesús Espinosa, Fito Martínez, Raúl Gío, Silvia Rivera, Alicia Silva, Areli Santos, Leonor Ceballos, Alejandra Martínez, Miguel Guizar, Cesar López...

A todos aquellos que en los momentos de duda me alentaron para continuar.

Mil gracias, sin ustedes no sería la persona que soy.

“-¿Me podría indicar hacia dónde tengo que ir desde aquí?, preguntó Alicia.

- Eso depende de adónde quieras llegar, respondió el gato.

-A mí no me importa demasiado adónde.

-En ese caso, da igual hacia dónde vayas.

-Siempre que llegue a alguna parte, musitó Alicia.

- ¡Oh! Siempre llegarás a alguna parte, si caminas lo bastante”

Lewis Carroll en “Alicia en el País de las Maravillas”.

INDICE

Resumen	6
Abstract	9
Introducción	12
Antecedentes	15
Objetivos	19
Marco geológico	20
Método	25
Trabajo de campo	25
Trabajo de laboratorio y gabinete.....	26
Identificación taxonómica	26
Caracterización de microfacies.....	28
Análisis tafonómico.....	28
Caracterización de tafofacies	34
Resultados	35
Descripción litológica	35
Taxonomía de la fauna fósil	36
Edad de la biota	50
Descripción de microfacies	50
Resultados tafonómicos	54
Características tafonómicas por taxón	55
Modelo de tafofacies	67
Discusión	72
Diagénesis	72
Tafofacies.....	74
Características tafonómicas por taxón	76
Microfacies	89
Paleobatimetría	93
Consideraciones paleobiogeográficas	94
Conclusiones y recomendaciones	96
Literatura Citada	98
Anexos	

Índice de figuras

Figura 1. A Mapa de localización de la Sierra Agua Verde; B Mapa topográfico donde se señala con una línea la sección estudiada (B Tomado de INEGI 1999b).

Figura 2. Grupos sedimentarios y formaciones en la Sierra Agua Verde de acuerdo a Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) y Stewart y colaboradores (1984).

Figura 3. Sección estratigráfica generalizada de la Sierra Agua Verde (tomado de Stewart *et al.*, 1999).

Figura 4. Sección geológica de la Sierra Agua Verde (tomado de Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993).

Figura 5. A Columna estratigráfica de la formación la Joya en la Sierra Agua Verde (Tomado de Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993); B Sección estratigráfica estudiada de la formación La Joya.

Figura 6. Fusulínidos: A *Fusulinella llanoensis*; B *Climmacamina* ex gr. *moelleri*; C *Deckerella* sp.; D *Eoshubertella texana*; E *Eostaffella grozdilovae*; F *Eotuberitina reitlingerae*; G *Mediocris breviscula*; H *Pseudostaffella* sp.; I *Endothyra* ex. gr. *bowmani*; J *Globivalvulina bulloides*; K *Fusulinella* aff. *llanoensis*; L *Zellerella* sp.; M *Sizranya*; N *Calcivertella*; O *Insolentiteca horrida*; P *Baryshnikovia* sp.

Figura 7. *Chaetetes milleporaceus*: A vista en el afloramiento; B corte longitudinal.

Figura 8. A-B Fotografía en el campo de *Syringopora* sp.; *Lophophyllidium* sp.: C vista de la parte superior en corte transversal, D vista dorsal.

Figura 9. A-B, *Rhombopora* sp.; C-D *Fenestella* sp.

Figura 10. Braquiópodos: A *Cleiothyridina* sp.; B *Composita* sp.; C *Neospirifer* sp.; D *Punctospirifer* sp.; E *Anthracospirifer* sp.; F cf *Dictyoclostus* sp.; G *Antiquatonia coloradoensis*; H *Linoproductus* sp.

Figura 11. A *Euomphalus* sp. en sección delgada; B cf. *Donaldina robusta*.

Figura 12. Paraespecies de crinoideos: A *Pentaridica simplici*; B *Pentagonopternix insculptus*; C *Cyclocaudex insaturatus*; D *Mooreanteris waylandensis*; E *Lamprosterigma mirificum*; F *Lamprosterigma erathense*; G *Cyclocrista martini*; H *Preptopremnum rugosum*; I *Preptopremnum leave*; J *Heterostelechus keithi*; K *Cycloscapus laevis*.

Figura 13. 1 rudstone de crinoideos; 2 packstone de fusulínidos; 3 wackstone de fusulínidos; 4 wackstone micrítico dolomitizado

Figura 14. 1 mudstone con cubos de pirita; 2 dolomía sucroide; 3 wackstone de radiolarios; 4 wackstone-packstone, dolomía eudral y pirita; 5 grainstone de fusulínidos; 6 packstone de gasterópodos; 7 bafflestone de esponjas.

Figura 15. **a** grado de incrustación en fusulínidos: I sin incrustantes, II con un incrustante, III con 2-4 incrustantes, IV con 5-10 incrustantes, V con más de 11 incrustantes; **b** grado de corrosión en fusulínidos: I sin corrosión, II-baja, III-media, IV-alta; **c** grado de fragmentación en fusulínidos: S, completos N, fragmentados; **d** grado de compactación en fusulínidos: N, sin compactación A, con aplanamiento lateral por compresión F, con evidencia de fracturas por compresión; **e** grado de disolución en fusulínidos: I- sin disolución, II- con un “pit”, III- con dos o más “pits”, IV- con organismos embebidos; **f**) tafograma ternario donde se comparan las características tafonómicas de los fusulínidos.

Figura 16. **a** grado de incrustación en fusulínidos: **a1** sin incrustantes (Grado I), **a2** con un incrustante (Grado II), **a3** acercamiento de la superficie de un fusulínido con un incrustante; **b** grado de corrosión en fusulínidos: **b1** sin corrosión (Grado I), **b2** baja (Grado II), **b3** media (Grado III), **b4** alta (Grado IV); **c** Grado de fragmentación en fusulínidos: **c1** completo, **c2** fragmentado; **d** Grado de disolución en fusulínidos: **d1** sin disolución (Grado I), **d2** con un “pit” (Grado II), **d3** con 3 “pits” (Grado III), **d4** con un organismo embebido (Grado IV).

Figura 17. Esponjas, *Chaetetes milleporaceus*: **a** vista superior de un estrato de chaetétidos en el campo; **b** vista de chaetétidos en superficie pulida; **c** vista de túbulos en corte lateral; **d** vista de túbulo en corte transversal.

Figura 18. **a** grado de articulación en braquiópodos; **b** porcentaje de fragmentación en braquiópodos; **c** grado de corrosión en braquiópodos: I sin corrosión, II corrosión ligera, III corrosión, IV corrosión fuerte; **d** porcentaje de incrustación en braquiópodos; **e** tafograma ternario que muestra las características tafonómicas de los braquiópodos.

Figura 19. **a** grado de articulación en braquiópodos: **a1- a2** articulados, **a3** desarticulado; **b** superficie de braquiópodos: **b1** con microornamentación visible (grado de corrosión III), **b2** sin microornamentación (grado de corrosión IV), **b3** superficie de concha de braquiópodo mostrando dos cicatrices de espinas (c) y una microhoradación (m); **c**

microgasterópodo sobre una valva de braquiópodo; **d** braquiópodos reorientados con hacinamiento.

Figura 20. **a-b** grado de fragmentación en el gasterópodo cf. *Donaldina robusta*: C, completo N, incompleto D, indefinido; **c** histograma y curva de frecuencia de la anchura de la muestra; **d** diagrama de rosa donde se representan los ángulos de orientación de los gasterópodos en intervalos de 45°; **e** grado de corrosión en gasterópodos: I-baja, II-media, III-alta; **f** espira de un gasterópodo con grado de corrosión I donde se ven las líneas de ornamentación, marcadas con flechas; **g** tafograma ternario donde se comparan las características tafonómicas de los gasterópodos.

Figura 21. **a** grado de articulación en crinoideos: MA muy alta, A alta, B baja, MB muy baja; **b** grado de fragmentación en crinoideos; **c** grado de corrosión en crinoideos; **d** grado de incrustación en crinoideos; **e** orientación de los crinoideos con respecto a la base del estrato; **f** grado de compactación en crinoideos; **g** tafograma donde se muestran las características tafonómicas de los crinoideos.

Figura 22. **a** índice de corrosión en crinoideos: **a1** abrasión menor de crenelas y bordes, **a2** crenulación reducida y abrasión en los bordes, **a3** crenulación casi indistinguible, bordes extensamente redondeados, **a4** crenulación removida bordes ampliamente redondeados; **b** epibiontes sobre crinoideos: **b1-b4** corales coloniales, **b5-b6** briozoarios rombopóridos, **b7** briozoarios fenestélidos (*Fenestella* sp.); **c** grado de compactación en crinoideos MB sin compactación, B compactación lateral ligera, A Bordes comprimidos, MA placa deformada en forma alongada.

Figura 23. Esquema donde se muestra la fauna dominante, microfacies, tafofacies y la curva de variación de paleobatimetría representadas en la sección estudiada.

Figura 24. Ambientes sedimentarios representados de acuerdo a las microfacies ubicadas dentro del Cinturón de Facies de Wilson.

Figura 25. Modelo idealizado del macrobentos calcáreo de la formación La Joya.

Figura 26. Modelo paleobatimético de la formación La Joya basado en la presencia de diferentes taxones.

Figura 27. Reconstrucción paleogeográfica donde se muestra la conexión entre Sonora, el Cratón Norteamericano (Arizona, Texas) y el dominio Sudamericano.

Índice de cuadros

Cuadro 1.- Escala cronoestratigráfica y bioestratigráfica del Pensilvánico y la biozona identificada en la formación La Joya.

Cuadro 2.- Composición mineralógica original de los taxones identificados.

Índice de anexos

Anexo 1.- Conjunto de la biota identificada en la formación La Joya en la Sierra Agua Verde, Sonora, México.

Anexo 2.- Características biostratinómicas y fosildiagnósticas analizadas del conjunto de fusulínidos.

Anexo 3.- Caracteres tafonómicos examinados para el conjunto de los braquiópodos.

Anexo 4.- Medidas de las conchas y características biostratinómicas analizadas del conjunto de gasterópodos cf. *Donaldina robusta*.

Anexo 5.- Caracteres tafonómicos examinados para el conjunto de crinoideos.

Anexo 5a.- Datos de orientación de crinoideos con respecto al estrato.

Resumen

Se reconocen taxonómicamente los componentes del conjunto fosilífero de la formación La Joya en la Sierra Agua Verde, ubicada al centro-este de Sonora, México. Se estudian las características tafonómicas del macrobentos y se propone un modelo de tafofacies.

El conjunto fósil se encuentra conformado por organismos bentónicos entre los que se hallan cuatro especies de algas, 17 especies de microforaminíferos y fusulínidos, una especie de esponja, dos especies de corales, dos géneros de briozoarios, ocho especies de braquiópodos, dos especies de gasterópodos y 11 paraespecies de crinoideos así como fragmentos de artrópodos (trilobites y ostrácodos) no identificados.

La sección representa un ciclotema de tipo transgresivo conformado litológicamente por caliza fosilífera con nódulos de pedernal, limolita y marga.

El control estratigráfico se basa en la biozonación de fusulínidos a partir de la cual se identificó la Biozona A3 que indica una edad de Moscoviano tardío (Atokano tardío).

Los fusulínidos se presentan en dos tipos de depósito, el primero está constituido por organismos bien preservados, conservados en un wackstone-packstone, sin gradación ni clasificación, con testas prístinas, en un conjunto sedimentológico de tipo autóctono-paraautóctono. El segundo depósito está representado por un rudstone de fusulínidos, con alto grado de corrosión, orientación caótica, bajo grado de fragmentación e incrustación, y con disolución por presión de unos organismos contra otros. Esto es un conjunto sedimentológico de organismos alóctonos acarreados en un flujo de granos.

La acumulación de esponjas es un bafflestone de ejemplares *in situ*, que corresponde a una concentración biogénica intrínseca, donde no hay evidencia de fragmentación, corrosión, incrustación ni transporte. La diagénesis temprana que se inició antes del enterramiento total de los organismos favoreció una excelente preservación. La acumulación se dio por debajo de la base de la ola en un ambiente de baja energía.

Los gasterópodos se encuentran en un wackstone micrítico. La escasa corrosión, fragmentación en sitios preferenciales, ausencia de incrustantes y orientación aleatoria son indicadores de un conjunto de tipo sedimentológico de organismos autóctonos

para autóctonos en un ambiente de baja energía y a lto grado de sedimentación con exhumaciones episódicas.

Los braquiópodos presentan una compleja historia sedimentológica. La corrosión, articulación y orientación están relacionadas a características intrínsecas de cada grupo. La corrosión tiene grados de altos a muy altos, el grado de articulación es alto y la orientación es desde dispersa hasta anidada, e hidrodinámicamente estable. El grado de fragmentación es bajo. Se trata de un conjunto sedimentológico de organismos alóctonos acarreados en un flujo turbulento con periodos de sedimentación episódicos.

Los crinoideos están representados por ejemplares totalmente desarticulados en fragmentos de columnas y placas columnares. La corrosión es alta, la incrustación baja, y hay evidencia de disolución y compactación. Se trata de un conjunto de tipo sedimentológico en un ambiente de alta energía, de organismos alóctonos acarreados en un flujo de detritos.

Las características biostratinómicas y fosildiagnéticas de la fauna se utilizaron para desarrollar un modelo de tafofacies:

- Tafofacies I.- contiene abundantes crinoideos y escasos briozoarios, braquiópodos, fusulínidos y algas. Está caracterizada por restos desarticulados con orientación aleatoria. Se trata de una concentración de tipo sedimentológico de elementos alóctonos resultado de una selección hidráulica con una sedimentación neta baja.
- Tafofacies I A.- contiene abundantes fusulínidos y escasos briozoarios, microforaminíferos y restos de crinoideos, braquiópodos y trilobites. Esta caracterizada por organismos con un alto grado de corrosión y una orientación caótica. Se trata de una concentración de tipo sedimentológico de elementos alóctonos resultado de un flujo de granos en un ambiente somero.
- Tafofacies II.- contiene abundantes fusulínidos y escasos microforaminíferos, ostrácodos, bioclastos de gasterópodos y braquiópodos. Las testas de los fusulínidos se encuentran prístinas y mal clasificadas. Se trata de un conjunto sedimentológico de restos autóctonos/parautóctonos, resultado de un ambiente de baja energía con una alta tasa de sedimentación.

- Tafofacies II I.- contiene a bundantes braquiópodos, la fauna macroscópica es inconspícua. El grado de corrosión es de medio a alto y la orientación de los restos es aleatoria. Se trata de un conjunto de tipo sedimentológico de organismos alóctono resultado de un transporte en un flujo abrasivo turbulento, en un ambiente somero y una sedimentación episódica.
- Tafofacies I V.- está conformada por gasterópodos dispersos con orientación aleatoria y bajo grado de corrosión. Se trata de un conjunto de tipo sedimentológico de organismos autóctono/paraautóctono. Esta concentración representa un ambiente de baja energía, con un enterramiento rápido y cortos periodos de exhumación.
- Tafofacies V.- es dominada por esponjas, con escasos fusulínidos. Los chaetétidos presentan un bajo grado de corrosión. Los organismos están *in situ*. Corresponde a una concentración biogénica de organismos autóctonos. Esta concentración representa un ambiente de baja energía por debajo de la zona infralitoral.

Durante el depósito de la formación La Joya, las condiciones medioambientales tuvieron continuas fluctuaciones. La sección representa un mosaico de ambientes marinos que se desarrollaron de manera sucesiva en intervalos de tiempo muy cortos, con cambios litológicos y bióticos muy complejos en gradiente vertical o lateral, típico de las plataformas pensilvánicas.

Abstract

This study taxonomically recognizes the fossil assemblages of La Joya formation in the Sierra Agua Verde, central-east Sonora, Mexico. Taphonomic features of the macrobenthos were studied and a taphofacies model is proposed.

The fossil assemblage is dominated by benthic organisms, between them there are four algae species, 19 microforaminifers and fusulinids species, one sponge species, two coral species, two bryozoan genera, eight brachiopod species, two gastropod species and 11 crinoid paraspecies, as well as non identified arthropod fragments (trilobites and ostracods).

The section represents a cyclothem in a transgressive system track; lithologically is an alternation (100 m thick) of calcareous siltstone, fossiliferous limestone with nodular cherts and loam.

The stratigraphic control was based in the fusulinid biozonation from which the Biozone A3 was identified at a late Moscovian age (late Atokan).

Fusulinids are present in two types of deposits: the first one is formed by well preserved organisms, conserved in a wackstone-packstone, without gradation or classification, with pristine tests, in a sedimentologic group with autochthonous-parautochthonous type. The second group is represented by a rudstone of fusulinids with a high corrosion level, chaotic orientation, low level of fragmentation and incrustation, and dissolution due to the pressure of organisms against each other. It is a sedimentological complex of allochthonous organisms transported by a flow of grains.

The sponge accumulation is a bafflestone of *in situ* specimens with no fragmentation, corrosion, incrustation or transport evidence; this is an intrinsic biogenic concentration. An excellent preservation was favored by the early diagenesis that started before the total burial of the organism. The accumulation was under the normal wave base in a low energy environment.

The gastropods are found in a micritic wackstone, the low corrosion, fragmentation in preferential sites, absence of encrustation, and the random orientation are indicators of a complex of sedimentologic type of autochthonous-parautochthonous organisms in a low energy environment and high sedimentation level with episodic exhumation periods.

Brachiopods present a complex sedimentologic history; corrosion, articulation and orientation are related to intrinsic characteristics of each group. The corrosion ranged from high to very high levels. The articulation degree is high and the orientation goes from diffuse to nested and stable hydrodynamic. The fragmentation degree is low. It is a sedimentological complex of organisms transported by a turbulent flow with sedimentological episodic periods.

The crinoids are represented by totally disarticulated specimens, in columns and columnar plates, the corrosion is high, the incrustation low and there is evidence of dissolution and compactation, and it is an accumulation of sedimentological type in a high energy environment, of allochthonous organism transported in a debris flow.

The biostratigraphic and fossil diagenetic features of the fauna were used to develop a taphofacies model:

- Taphofacies I contain abundant crinoids and rare bryozoans, brachiopods, fusulinids and algae, and is characterized by disarticulated remains with random orientation. This is a sedimentologic concentration of allochthonous elements result from hydraulic processes with a low net sedimentation.
- Taphofacies IA contain abundant fusulinids and rare bryozoans, microforaminifers and remains of crinoids, brachiopods and trilobite. The taphofacies is characterized by organisms with a high degree of corrosion and a chaotic orientation. This is a sedimentologic concentration of allochthonous elements result of a flow grain in a shallow environment.
- Taphofacies II contain abundant fusulinids and rare microforaminifers, ostracods, remains of gastropods and brachiopods. Fusulinid testae are pristine and bad sorted. This is a sedimentologic concentration of autochthonous-parautochthonous organisms in a low energy environment with a high sedimentation level.
- Taphofacies III contain abundant brachiopods with inconspicuous macrofauna. Grade of corrosion is medium to high and remains are randomly oriented. This is a sedimentologic concentration of allochthonous organisms result of transport in an abrasive turbulent flow, in a shallow environment with episodic sedimentation.

- Taphofacies IV is composed by dispersed gastropods with a random orientation and a low grade of corrosion. This is a sedimentologic concentration of autochthonous/parautochthonous organisms. This concentration represents a low energy environment, buried shortly after death and with short exhumation periods.
- Taphofacies V is dominated by sponges with rare fusulini ds. Chaetetids present a low grade of corrosion. Organisms are *in situ*. This is a biogenic concentration of autochthonous organisms. This concentration represents a low energy environment under the normal wave base.

During the deposit of the La Joya formation, the environmental conditions had continuous fluctuations. The section represents a marine environment mosaic that we developed in a successive way in very short time gaps, with very complex lithological and biotic changes in a vertical lateral gradient, typical of pennsylvanian platforms. The temporal mixture of biota from different habitats is variable and along the analyzed outcrop there is a diversity of environments.

Introducción

Los estudios paleontológicos ayudan a comprender los cambios de la escenografía de la tierra y la vida a través del tiempo geológico, producto de los procesos geodinámicos y evolutivos. A finales del siglo XVII James Hutton declaró que para conocer el pasado se debe estudiar a fondo el presente (Tarbuck y Lutgens, 2006). Inicialmente la paleontología estuvo enfocada al descubrimiento de nuevos fósiles y su utilidad para establecer la secuencia relativa de la actividad de la Tierra a escala geológica, a través del uso de fósiles índice para reconocer, establecer y ubicar a cada periodo geológico (Jackson y Erwin, 2006). Con el surgimiento de la Paleobiología, a los fósiles se les dio mayor importancia como organismos que alguna vez estuvieron vivos, relacionando la biología y/o la ecología de los organismos extintos en un marco de la evolución geológica, lo que incluye estudios paleobiogeográficos, tafonómicos, la determinación de los eventos de extinción y aspectos de geocronología, geofísica y geoquímica (Kutschera, 2007).

La tafonomía, es el estudio de los procesos de preservación de los organismos y de la información que los fósiles proveen sobre las condiciones físicas y químicas de la fosilización (Behrensmeyer y Kidwell, 1985). Se divide en dos subdisciplinas: la **bioestratinomía** que incluye los procesos de preservación que ocurren desde la muerte de un organismo hasta su incorporación al sedimento y, la **fosildiagénesis** que interpreta los procesos de fosilización posteriores al enterramiento. Combinando los datos de los procesos biostratinómicos y los datos de la diagénesis temprana es posible subdividir secuencias sedimentarias, en facies tafonómicas basadas en el tipo de preservación de los fósiles (Brett y Baird, 1986).

Los objetivos de los estudios tafonómicos son muy variados y sus métodos eclécticos (Thomas, 1986). Los temas que recurrentemente se estudian en esta ciencia son la identificación de procesos específicos como firmas tafonómicas y tafofacies, las circunstancias que preservan algunas especies y otras no en un conjunto fósil (representatividad y fidelidad), el “time averaging” (la condensación, mezcla temporal,

acumulación y mezcla de cohortes sucesivas de organismos ocupando el mismo espacio en diferentes tiempos) y el transporte de los restos orgánicos (Behrensmeyer, 1984).

En los últimos veinte años, la tafonomía ha experimentado un significativo crecimiento reflejado en el número de artículos publicados por año sobre este tema, en sus objetivos y resultados se destaca la interpretación de paleoambientes en secuencias con abundante contenido fosilífero (Lazo, 2006). Los primeros estudios tafonómicos en los invertebrados marinos se enfocaron a entender el tipo de preservación de los restos orgánicos, el efecto del “time averaging” en la fidelidad representada en un conjunto fósil y la abundancia de especies en comunidades originales. De acuerdo con Behrensmeyer y colaboradores (2000) la tafonomía ayuda a la correcta evaluación, entendimiento y utilización de los datos del registro fósil para aplicarlos en la interpretación paleobiológica y paleoecológica.

Los análisis tafonómicos son importantes desde el punto de vista social, pues se consideran relevantes para el planteamiento y la resolución de problemas que implican la conservación, el uso y la protección del patrimonio paleontológico (Fernández-López, 2000).

El presente estudio, se enfoca en la reconstrucción de la historia tafonómica de un ciclotema pensilvánico a través de la integración de datos biostratinómicos y fosildiagenéticos de la comunidad macrobentónica preservada.

Los ciclotemas son repeticiones características de diferentes tipos de estratos (Weller, 1943), son unidades marinas transgresivas regresivas (Heckel, 2008) típicas de los periodos Pensilvánico y Pérmico, cada ciclotema individual contiene una secuencia de capas de roca que indican un cambio progresivo en los ambientes de depósito (Bennington, 2002), son de gran interés para los geólogos por lo que han realizado detallados estudios estratigráficos, han establecido la caracterización de los diferentes tipos de ciclos y han originado hipótesis que tratan de explicar las causas de esta ciclicidad. Sin embargo, los estudios tafonómicos en este tipo de secuencias, son muy escasos, el primer estudio tafonómico en un ciclotema fue realizado por Malinky y Heckel (1998).

En la secuencia estratigráfica pensilvánica estudiada están representados varios ambientes marinos que se desarrollaron sucesivamente en intervalos de tiempo muy cortos. Esta variedad de ambientes se ve reflejada en la diversidad de comunidades. El conjunto macrobentónico de la Sierra Agua Verde está constituido por fusulínidos, esponjas, corales, briozoarios, braquiópodos, gasterópodos y crinoideos, cada uno de los cuales presenta rasgos tafonómicos particulares que permitieron la caracterización de tafofacies y la identificación de los filtros que actuaron sobre estas comunidades, dando lugar a las características particulares de preservación de estos organismos.

El análisis de estas acumulaciones fosilíferas junto con la información estratigráfica, sedimentológica y petrográfica, permitió la reconstrucción de la preservación e historia deposicional para determinar a su vez los procesos que controlaron la generación de este yacimiento fosilífero.

El conjunto de características tafonómicas y el modelo de tafofacies propuesto no solo determinara los procesos y agentes de acumulación que originaron el yacimiento de la formación La Joya, así como la interpretación de las condiciones ecológicas y comunidades faunísticas que prevalecieron, sino que también permitirá la comparación y clasificación de otros yacimientos en localidades marinas pensilvánicas alrededor del mundo. De esta manera se pretende tener un mayor entendimiento sobre los fenómenos bióticos y sedimentológicos que se daba en los mares someros del Pensilvánico.

La composición litológica y fosilífera estudiada es comparable a las asociaciones presentes en los ciclotemas de los grupos Wabaunsee y Admire de Kansas y Nevada; en la Caliza Iola en Kansas y Missouri; en el Miembro Magoffin de la Formación Breathitt en el este de Kentucky y Virginia; en el Grupo McLeansboro en Illinois; y en general en unidades pensilvánicas de Iowa, Texas y Utah y en la Cuenca de Los Apalaches al este de los Estados Unidos.

Antecedentes

En Sonora afloran rocas de todas las eras geológicas. Los depósitos del Paleozoico Superior representan una secuencia de rocas carbonatadas de plataforma que son cabalgadas por rocas siliciclásticas y carbonatadas de cuencas oceánicas (Orozco-Grajeda, 2005).

Las primeras pertenecen al cinturón denominado Sistema Cordillerano en el extremo oeste-suroeste de Norteamérica que se continúa hacia el norte-noreste de México y, las segundas al cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005; Orozco-Grajeda, 2005).

El Sistema Cordillerano está conformado por secuencias de rocas carbonatadas y siliciclásticas depositadas sobre zonas de plataformas continentales en mares someros, que se desarrollaron en el borde oeste de Laurentia (cratón Norteamericano), (Poole *et al.*, 2005).

Las rocas paleozoicas alóctonas en la parte central de Sonora incluyen estratos del Ordovícico inferior al Pensilvánico y probablemente al Pérmico inferior, la potencia total de la secuencia es desconocida debido a las complicaciones estructurales, pero probablemente excede los 2000 m (Poole *et al.*, 2008).

El cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora se originó a consecuencia del cierre del Océano Rheico, debido a la colisión entre Gondwana y Laurentia durante el Paleozoico tardío. El cinturón Ouachita-Marathon-Sonora se extiende desde Misisipi y Arkansas a través de Texas, EUA y hacia México (Chihuahua y Sonora), está conformado por secuencias turbidíticas y siliciclásticas que fueron depositadas en cuencas oceánicas (Poole *et al.*, 2005). Estos depósitos de mar profundo son considerados como el principal rasgo estructural del Paleozoico en Sonora (Stewart y Poole, 2002). Regionalmente el conjunto es denominado como “cuerpo paleozoico alóctono de Sonora” (Orozco-Grajeda, 2005).

La megacizalla Mojave-Sonora ha sido propuesta como una hipótesis para explicar una posible disrupción en los estratos Neoproterozoicos y Paleozoicos de Sonora (Silver y Anderson, 1974). Esta hipótesis sugiere una falla de desplazamiento NW-SE, con un movimiento lateral hacia la izquierda, que se extendió a través de Sonora y el suroeste de

los Estados Unidos (Silver y Anderson, 1974), que ocasionó un desplazamiento durante el Jurásico de entre 700 a 800 km (Stewart, 2005).

El Paleozoico en el noroeste de Sonora está representado por facies de plataforma con un intervalo de edades que va del Cámbrico al Pérmico. En el área de Agua Prieta se inicia con depósitos de la Cuarcita Bolsa del Cámbrico Medio, cuya litología consiste en cuarcita y conglomerado con clastos de cuarzo y cuarcita (Aponte-Barrera, 1974; Taliaferro, 1933; Viveros-Martínez, 1965). Se continúa con depósitos de caliza y lutita de la Formación Abrigo del Cámbrico medio y superior (Bridges, 1970; Pfeiffer-Rangin, 1988; Valentine, 1936). La secuencia sigue con el depósito de caliza y caliza arenociliosa de la Formación Martín del Devónico medio a superior (Aponte-Barrera, 1974; Bridges, 1970; López-Ramos, 1982). Posteriormente se encuentran calizas arenociliosas de la Formación Escabrosa del Misisípico (Valentine, 1936) y caliza arenosa de la Formación Horquilla del Pensilvánico (Aponte-Barrera, 1974; González-León, 1982; López-Ramos, 1982). Finalmente se depositó una secuencia calcáreo-arcillosa del Grupo Naco del Pérmico inferior (González-León, 1989).

El Paleozoico en la región noroeste de Sonora no presenta una sección continua de toda la secuencia paleozoica, sino que se encuentra en afloramientos aislados. En el Cerro Rajón afloran estratos de caliza, dolomía, lutita y cuarcita del Cámbrico medio al Ordovícico superior (Debrenne, *et al.*, 1989; McMenamin, 1983, 1987; McMenamin *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1984; Stewart y Poole, 2002).

En el Cerro Bisaní afloran rocas carbonatadas de plataforma del Ordovícico, Silúrico, Devónico y Misisípico (Cooper y Arellano, 1946; Easton, 1958; Brunner 1975, 1976; Armstrong *et al.*, 1981).

El Pensilvánico aflora en la parte oeste de la región de Caborca en pequeños remanentes (Merriam y Eells, 1978).

Finalmente el Pérmico está representado por afloramientos de limolita y lutita de la Formación Monos en el Cerro Los Monos (Cooper y Arellano, 1946; Cooper *et al.*, 1953).

En la región central de Sonora el Paleozoico presenta depósitos calcáreos de plataforma y siliciclásticos de cuenca (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993) en un intervalo que abarca del Cámbrico al Pérmico (Stewart y Poole, 2002).

En el Rancho las Norias afloran rocas carbonatadas de plataforma del Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Misisípico inferior (King, 1939; Vega-Granillo y Araux-Sánchez, 1987; Radelli *et al.*, 1987; Poole *et al.*, 1995).

En el área Cerro Cobachi están representados dos conjuntos estructuralmente yuxtapuestos (Ketner y Noll, 1987), un conjunto de agua somera de cuarcita-carbonatos y un conjunto de agua profunda silíceo. El conjunto de agua somera incluye estratos del Ordovícico, Silúrico (?), Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico (Ketner y Noll, 1987; Ketner, 1986; Pérez-Ramos, 1992; Poole *et al.*, 1995, 1997). Los estratos de agua profunda incluyen estratos del Ordovícico, Silúrico (?), Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico (Ketner, 1983; Ketner y Noll, 1987; Riva y Ketner, 1989).

Rocas del Pensilvánico y Pérmico afloran también en la región de Arivechi (Pérez-Ramos, 1992).

Los afloramientos paleozoicos de plataforma en la Sierra Agua Verde fueron reconocidos por primera vez por Pfeiffer-Rangin en la década de mil novecientos setenta y comunicado por escrito a Stewart en 1988 (Stewart *et al.*, 1999). Posteriormente Stewart y colaboradores (1984, 1988, 1999) identificaron en esta área la presencia de afloramientos correspondientes al Cámbrico, Ordovícico temprano, Devónico, Misisípico y Pensilvánico.

En tanto que en el área de Barita de Sonora afloran estratos de cuenca profunda del Ordovícico, Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico inferior (Murchey, 1990; Poole *et al.*, 1988; Poole y Amaya-Martínez, 2000; Poole *et al.*, 1983, 1988, 1990, 1991; Poole y Madrid, 1988).

En el área conocida como Sierra El Aliso se han reportado estratos del Ordovícico, Devónico, Carbonífero y Pérmico (Soto-Contreras y Navarro-Martínez, 1987; Bartolini, 1988; Bartolini *et al.*, 1989, 1991).

Finalmente en el área de la Mina México, que incluye la Sierra Los Pinitos descrita por Pfeiffer-Rangin (1988), el norte de la Sierra El Encinal definida por Schmidt (1978), y el área de Cerro La Zacatera descrita por Hewett (1978), afloran estratos de la Formación Mina México con una edad del Pensilvánico-Pérmico. Los estratos del Pérmico inferior y medio de la Formación Mina México representan el relleno de cuenca profunda que fueron acumulados frente a la parte aloctona de Sonora (Poole *et al.*, 2008).

Una compilación muy completa con datos geográficos y geológicos sobre localidades del Paleozoico de Sonora se encuentra en el trabajo realizado por Stewart y Poole (2002).

El afloramiento carbonífero (Pensilvánico) de la Sierra Agua Verde en el que se hizo este estudio, se encuentra fuera del área contemplada por los investigadores antes mencionados, siendo Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) los primeros que realizaron investigaciones en esta zona, describiéndola y dando nombre de manera informal a las formaciones. Posteriormente Buitrón-Sánchez y colaboradores (2003) presentaron registros preliminares sobre la identificación de la fauna pensilvánica. Las publicaciones sobre el área a partir del 2006 son productos del presente trabajo (Buitrón *et al.*, 2007; Almazán-Vázquez *et al.*, 2007; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008).

Objetivos

El objetivo general de esta investigación es reconstruir la historia tafonómica de la Formación La Joya en la Sierra Agua Verde, a través de la caracterización de las tafofacies de la fauna de invertebrados bentónicos marinos que la conforman.

Los objetivos particulares son:

- ❖ Identificar taxonómicamente al conjunto fósil que se encuentra presente en la formación La Joya.
- ❖ Determinar el intervalo de tiempo del yacimiento a través del uso de los fusulínidos, que son los fósiles índice presentes.
- ❖ Determinar los procesos y agentes de acumulación que actuaron en la conformación de un ciclotema desde el punto de vista sedimentológico.
- ❖ Caracterizar los patrones tafonómicos bioestratinómicos y fosildiagenéticos del macrobentos (fusulínidos, braquiópodos, gasterópodos y crinoideos), integrándolos en tiempo y espacio para definir las tafofacies que conforman el yacimiento.
- ❖ Interpretar la paleoecología de la formación La Joya a través del uso de datos tafonómicos.

Marco geológico

La Sierra Agua Verde se ubica en el estado de Sonora a 110 kilómetros al este de su capital, Hermosillo (Figura 1). Abarca una superficie de 255 km², limitada geográficamente por los paralelos 29°17'45"-29°08'37" de latitud norte y 109°56'24"-109°47'09" de longitud oeste, la altitud varía de 500 m en la base a los 1700 m en la cima (Stewart *et al.*, 1999).

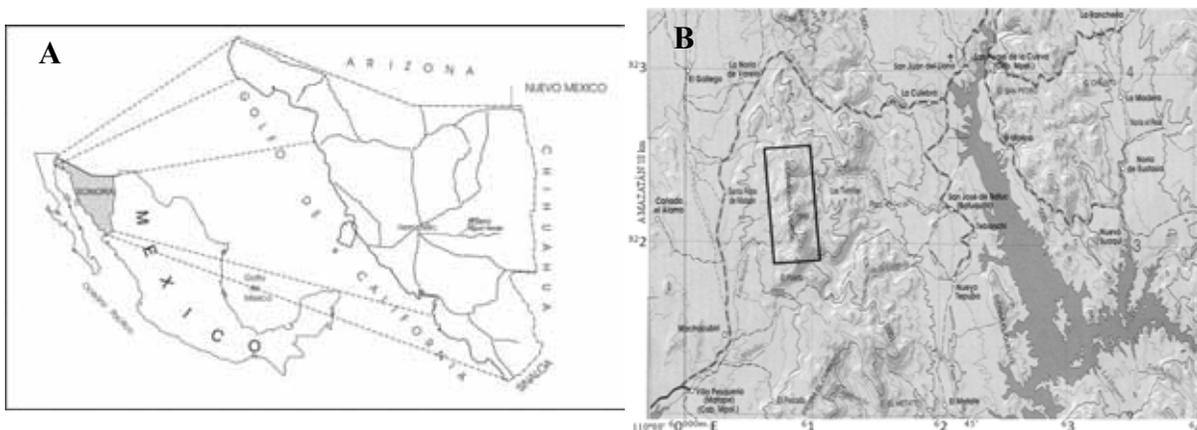


Figura 1. A Mapa de localización de la Sierra Agua Verde; B Mapa topográfico (B Tomado de INEGI 1999b).

La Sierra Agua Verde está considerada en el mapa geológico del INEGI (1999a) como un área conformada por calizas del Cretácico inferior y riolitas triásicas, sin embargo en esta zona afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas de las eras Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993; Stewart *et al.*, 1999) y probablemente también del Neoproterozoico (?) (Stewart *et al.*, 1999).

En la Sierra Agua Verde se localiza una de las secciones mejor representadas de rocas de plataforma, en ella se encuentran expuestos más de 3700 m de estratos que abarcan una edad del Neoproterozoico (?) al Pensilvánico (Stewart y Poole, 2002) y Pérmico (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993).

La era Paleozoica está representada por dos secuencias en la Sierra Agua Verde, el Grupo San José (Cámbrico) y el Grupo Agua Verde (Ordovícico a Pensilvánico), (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993).

El Grupo San José incluye a las formaciones Cuarcita Proveedora, Buelna, Cerro Prieto (Cirett y Aguilar, 1989), Puerto Blanco y Arrojos (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993).

El Grupo Agua Verde está constituido por cinco unidades formacionales que son: El Boquinete del Ordovícico temprano a tardío, El Pollo del Silúrico-Devónico, Santiago del Misisípico, La Joya del Pensilvánico medio y Tuntunudé del Pérmico (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993). Estas unidades se consideran informales debido a que se describen en un trabajo inédito (Figura 2).

Periodo		Grupo	Ochoa y Sosa (1993)	Stewart y colaboradores (1984)	
Pérmico	Ochoano	GRUPO AGUA VERDE	fm. Tuntunude	Caliza Masiva	
	Guadalupiano				
	Leonardiano				
	Wolfcampiano				
Carbonífero	Pensilvánico		fm. La Joya	Caliza Masiva	
	Misisípico		fm. Santiago		
Devónico	Tardío		fm. El Pollo		Caliza Masiva
	Medio				
	Temprano				
Silúrico	Tardío			fm. El Pollo	
	Medio				
	Temprano				
Ordovícico	Tardío	fm. El Boquinete	Caliza masiva		
	Medio				
	Temprano				
Cámbrico	Tardío	GRUPO SAN JOSÉ	Caliza		
	Medio		Limolita		
	Temprano		Cuarcita Proveedora		

Figura 2. Grupos sedimentarios y formaciones en la Sierra Agua Verde de acuerdo a Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) y Stewart y colaboradores (1984).

En la Sierra Agua Verde los estratos del Neoproterozoico (?) y del Cámbrico inferior están conformados por cuarcita, dolomía y limolita (Stewart *et al.*, 1999). Los estratos del Cámbrico inferior se constituyen de cuarcita vítrea. Los afloramientos del Cámbrico medio y superior se componen de caliza, limolita, arenisca, dolomía y ortocuarcita. Los estratos del Ordovícico consisten en caliza, caliza arenosa y lutita calcárea, mientras que los estratos del Silúrico se constituyen de caliza, caliza dolomitizada,

caliza arenosa y arenisca. Los afloramientos del Devónico se conforman por arenisca, cuarcita y en menor cantidad de limolita, caliza, caliza dolomítica y dolomía. Los estratos del Misisípico se constituyen por caliza, caliza arenosa y arenisca. La unidad del Pensilvánico se compone de caliza, limolita, marga y arenisca. Finalmente los estratos del Pérmico se conforman de caliza masiva, caliza arenosa y arenisca (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993; Stewart *et al.*, 1999), (Figura 3 y 4).

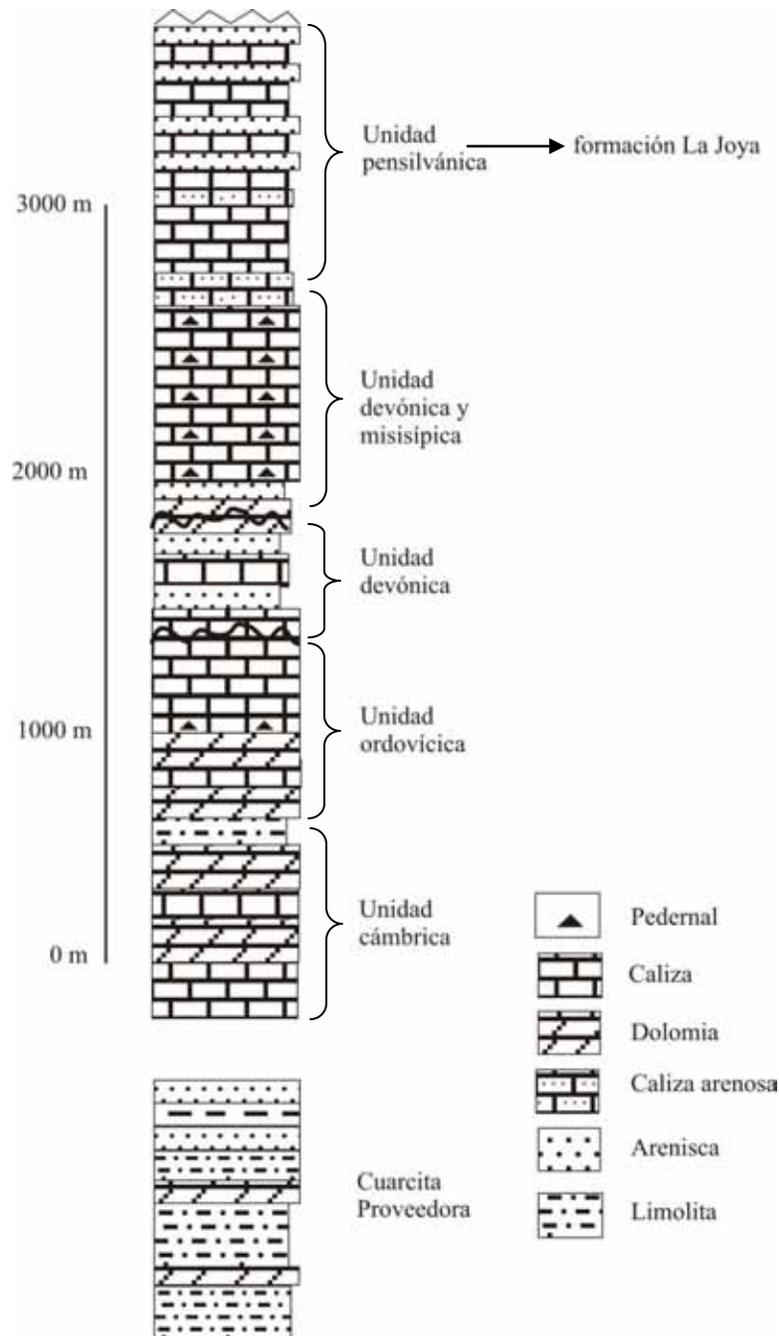


Figura 3. Sección estratigráfica generalizada de la Sierra Agua Verde (tomado de Stewart *et al.*, 1984)

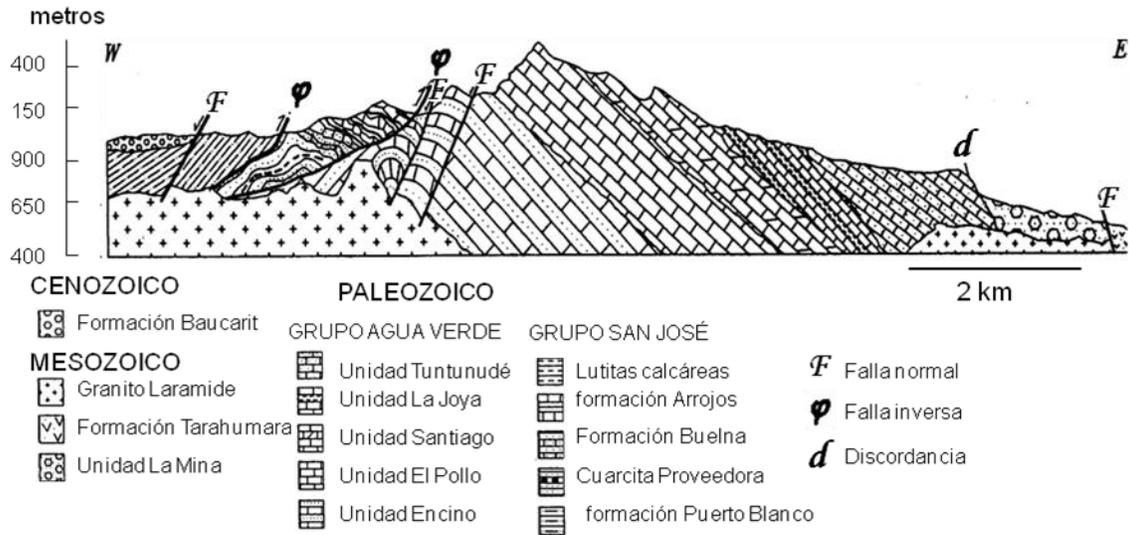


Figura 4. Sección geológica de la Sierra Agua Verde (tomado de Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993).

La formación La Joya sobryace c oncordantemente a la formación Santiago e infrayace en contacto c oncordante a la formación Tuntunudé. El afloramiento de la formación La Joya en el Rancho “Agua Caliente” presenta un espesor de 294 metros. Está conformada por caliza fosilífera, lutita calcárea y lodolita. El contenido fósil se encuentra compuesto por foraminíferos, corales coloniales y solitarios, braquiópodos, c rinoideos, gasterópodos y algas marinas filoides. Con base en el contenido faunístico Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) y Buitrón-Sánchez y colaboradores (2003) le asignan una edad de Pensilvánico medio. La columna e stratigráfica y la sección estudiada de 100 metros se muestran en la figura 5.

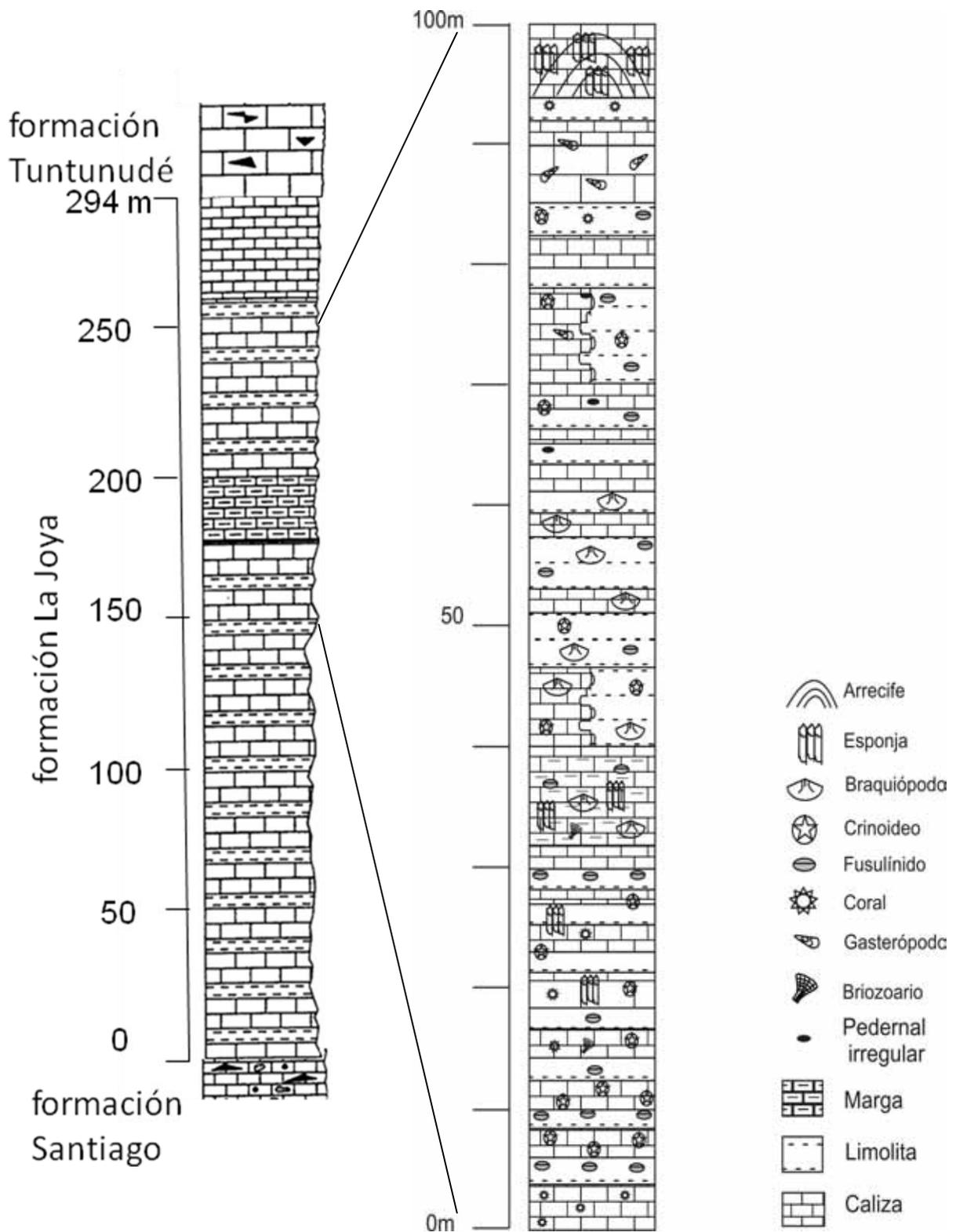


Figura 5. A Columna estratigráfica de la formación la Joya en la Sierra Agua Verde (Tomado de Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993); B Sección estratigráfica estudiada de la formación La Joya.

Método

Las técnicas del estudio del macrobentos calcáreo empleadas se repartieron en tres etapas de trabajo: de campo, de laboratorio y de gabinete.

Trabajo de campo

Se realizaron cuatro salidas de campo, en octubre de 2003, marzo de 2004, abril de 2005 y octubre de 2006.

El método para un estudio de tipo tafonómico lleva mas tiempo que el dispuesto para estudios de doctorado; además, la alta diversidad de biota presente en los 294 metros de la formación La Joya que afloran en el rancho “Agua Caliente” fueron los elementos para elegir una sección. Por tanto se eligió una sección en la que estuvieran representados todos los macrofósiles previamente propuestos en el proyecto de investigación, esta sección abarcó un espesor de 100 metros. Se tomaron muestras de roca para hacer cortes verticales y transversales con el objetivo de caracterizar las microfacies.

En cada estrato se realizó el muestreo de la fauna fósil presente. Cada muestra se marcó con una etiqueta en la que se incluyó la abreviatura del término toponímico de la localidad (tres letras, SAV), el número y tramo de la sección y el número de la muestra.

De cada ejemplar recolectado se tomaron datos de la posición, del proceso de fosilización, de los componentes anatómicos representados, del grado de preservación, y cuando aplicaba del grado de fragmentación y desarticulación. También se indicó la polaridad (piso y techo) de la muestra.

La capa con esponjas (*Chaetetes*) se muestreó a lo largo del lecho seco del río para estudiar los límites laterales de los estratos.

El material fósil será depositado en la Colección de Paleontología, del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, después de la publicación del presente trabajo. Los gasterópodos ya han sido depositados, con los números de catálogo USON101-125.

Trabajo de laboratorio y gabinete

Las muestras recolectadas se lavaron con agua corriente y para limpiarlas del sedimento no consolidado se utilizó el moto-tool y agujas odontológicas. Posteriormente se fotografiaron.

Los materiales que fueron recolectados con el objetivo de hacer la identificación de las especies de fusulínidos y el estudio sedimentológico, se enviaron al taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM, para hacer las secciones delgadas.

Se laminaron 12 muestras con el objetivo de identificar taxonómicamente a los fusulínidos y 45 muestras más (en corte horizontal y vertical) con la finalidad de caracterizar las microfacies.

1.- Identificación taxonómica

Debido a la diversidad del conjunto faunístico, el estudio taxonómico fue diferente para cada taxón, el método de identificación se describe a continuación para cada grupo.

a) Fusulínidos

Se revisaron 12 láminas delgadas, en el Laboratoire de Paleontologie des Sciences de la Terre en la Université des Sciences et Technologies Lille-1, Francia, marcadas con los números SAV1, SAV2, SAV2(a), SAV3, SAV4, SAV5, SAV6, SAV6(a), SAV7, SAV8Mx4, MSAV.02.4 y M.SAV.03.03. Las tres últimas láminas fueron designadas con las M y Mx que significa México.

La observación de las láminas se hizo en un microscopio petrográfico Olympus de plapo 1xpf SZX12.

Los ejemplares más representativos se marcaron en la lámina, se midieron con la reglilla del microscopio y se fotografiaron con una cámara digital adaptada al microscopio (Olympus Camedia Digital Camera C-2000 Z 2-1 megapixel).

En la identificación de los fusulínidos, microforaminíferos y algas se utilizaron los trabajos de Brady (1876), Douglass y Nestell (1984), Groves (1986; 1988; 1991; 1992; 1998), Groves y Grayson (1984), Groves y colaboradores (1999), Hoyt y Chronic (1962),

Loeblich y Tappan (1956), Maloney y colaboradores (1988), Skinner y Wilde (1954), Thompson (1947), Toomey (1972), Verviller y Sanderson (1988) y Wilde (2006).

b) Esponjas

Debido a las dimensiones de los ejemplares las medidas de largo y ancho y la morfología externa fueron obtenidas en el campo, y solo se recolectaron muestras de mano que fueron laminadas para observar las características internas al microscopio. Las esponjas fueron identificadas utilizando los trabajos de Kershaw y West (1991), Lane y Martin (1966), Vacelet (1985) y West (1994).

c) Corales

Los corales fueron identificados a nivel genérico utilizando el Treatise on Invertebrate Paleontology Part F Suplemento 1 (Bayer *et al.*, 1967).

e) Braquiópodos

La identificación específica requiere el desbastamiento de la concha para observar la morfología interna, es necesario sin embargo, en el estudio tafonómico se necesita conservar a los ejemplares completos. Los braquiópodos se identificaron únicamente a nivel de género y solo un taxón fue identificado a nivel de especie, pues sobre éste hay un estudio exhaustivo realizado por Henry (1998). Tal autor considera la variación intraespecífica de la morfología de la concha, lo cual permitió su identificación específica. Los trabajos utilizados para la identificación de los géneros fueron el Treatise on Invertebrate Paleontology Brachiopoda Revised Part H Braquiopoda (Williams *et al.*, 2000).

d) Gasterópodos

Para el estudio de los gasterópodos se tomó un cuadrante en la roca de 26 por 26 centímetros (676 cm²) y se contó el número de ejemplares presentes. De los 110 gasterópodos completos, se midió el alto y ancho de la concha, para determinar la distribución de tamaños e inferir si la distribución de las conchas fue producto de una concentración hidrodinámica o un efecto poblacional. Los datos de la altura se agruparon en

unidades de 0.5 mm para obtener el diagrama de frecuencia y, la línea de tendencia ya que al encontrarse los ejemplares incluidos en la roca hizo difícil su identificación taxonómica. Los gasterópodos se identificaron con los trabajos de Anderson y colaboradores (1990) y Knight (1933).

f) Crinoideos

Más de 100 placas columnares se recolectaron mediante el lavado de las muestras, algunas fuera de su matriz y otras estudiadas en la superficie de la roca.

En la taxonomía tradicional los restos disociados de crinoideos no son tomados en cuenta, sin embargo Stiller (2000) y Donovan (1990, 2001) han analizado la utilidad de la aplicación de clasificaciones parataxonómicas basadas en placas columnares y oscículos de crinoideos desarticulados.

Para la clasificación de las placas de crinoideos desarticuladas se cuenta con dos propuesta parataxonómicas, que no son equivalentes. Una se desarrolló en Rusia por Stukalina en 1966; otra fue propuesta en Norte América por Moore y Jeffords en 1968. La clasificación aplicada por Moore y Jeffords (1968) es la que se utilizó en este trabajo pues sigue las reglas del Código de Nomenclatura Zoológica.

2.- Caracterización de microfacies

Las láminas delgadas se estudiaron en un microscopio petrográfico, en la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Guerrero y, en el Instituto de Geología, UNAM. Se describieron las microfacies asociadas tomando en cuenta el porcentaje y tipo de matriz, el porcentaje y contenido biótico y el tipo de cementantes. Las microfacies se caracterizaron de acuerdo a la clasificación propuesta por Dunham (1962).

3.- Análisis tafonómico

a) Fusulínidos

En la Sierra Agua Verde se presentan dos tipos de depósitos de fusulínidos: el primero está constituido por especies con requerimientos ecológicos similares, testas bien

preservadas y mal clasificadas donde se encuentran tanto formas juveniles como adultas. Las muestras utilizadas para el análisis tafonómico provienen del segundo tipo de depósito donde en sección delgada se observaron indicios de transporte, destrucción de la última parte de la testa y presencia de fusulínidos muy recristalizados.

Para el estudio del segundo tipo de depósito, se tomó un fragmento de roca con fusulínidos, se puso a remojar durante siete días, posteriormente se agregó detergente OxiClean® y se hirvió por varias horas; el tratamiento se aplicó de manera repetitiva a lo largo de 6 meses para fragmentar la roca, posteriormente la muestra se lavó con agua corriente tamizando a través de una malla de tela. Los fragmentos de roca se pusieron en remojo en ácido clorhídrico por 24 horas, se lavaron nuevamente con agua corriente y finalmente la muestra se dejó en remojo otras 24 horas en ácido acético, retirándolo mediante lavado con agua corriente. Se obtuvieron fragmentos de diversos tamaños los cuales fueron revisados en un microscopio óptico Olympus SZX 7. Se observó gran cantidad de microfracturas de origen diagenético, algunas de las cuales se encontraban atravesando a los fósiles, motivo por lo cual no se usó un sonicador para terminar la remoción de sedimento. La separación final de los fusulínidos se realizó de forma manual bajo el microscopio óptico utilizando un pincel y aguja.

Se extrajeron 400 fusulínidos, los cuales se montaron sobre placas de cristal especiales para uso de microscopio electrónico con ayuda de un pincel y bajo el microscopio óptico y, se realizaron esquemas de cada placa con el propósito de tener el control en el número del ejemplar al momento de la observación. Los ejemplares se cubrieron con carbón o con polvo de oro.

La revisión de los ejemplares se llevó a cabo en el Laboratorio de Microscopía Electrónica del Instituto de Geología, UNAM, y en el Servicio Académico de Microscopía Electrónica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

Los ejemplares fueron examinados para cuantificar los procesos biostratinómicos (incrustación, corrosión) y diagenéticos (compactación, disolución), siguiendo los parámetros utilizados por Hageman y Kaesler (2002), Hageman y colaboradores (2004) y adaptando los criterios sugeridos por Brett y Bordeaux (1991).

La escala utilizada para cuantificar la corrosión fue:

Escala de corrosión	Descripción
I Sin corrosión	Los surcos septales están bien definidos
II Baja	Surcos septales desgastados pero aparentes
III Media	Surcos septales débiles
IV Alta	No se ven los surcos septales

La escala de incrustación se clasificó en 5 grados dependiendo del número de incrustantes sobre la testa (Hageman *et al.*, 2004).

Escala de Incrustación	Descripción
I	Libre de epibiontes
II	1 incrustante
III	2 a 4 incrustantes
IV	5 a 10 incrustantes
IV	11 o más incrustantes

Para la fragmentación se utilizaron los criterios de completo y fragmentado. El grado de compactación se clasificó en: sin compactación (N), aplanado (A) y fracturado (F).

El grado de disolución se cuantificó de acuerdo a los siguientes parámetros:

Escala de disolución	Descripción
I	Sin disolución
II	Una área de disolución puntual (“pit”)
III	Dos o más áreas de disolución puntual
IV	Organismos incrustados dentro de otro ejemplar

b) Esponjas

El estudio tafonómico en este taxón fue descriptivo tomando los parámetros de ausente o presente de las siguientes características: evidencias de transporte, procesos de biodegradación o descomposición, compresión, fracturas diagenéticas, recristalización y disolución.

d) Braquiópodos

Se recolectaron 63 ejemplares, de los cuales se estudió el grado de articulación, fragmentación, corrosión, bioincrustación y reorientación. Al recolectarlos se tomó en cuenta la orientación de los ejemplares, considerando posición de vida o reorientados, en este último caso se observó si las valvas se encontraban en posición cóncava o convexa con respecto al estrato.

Para observar el grado de corrosión y bioincrustación se revisó la superficie de las conchas bajo el microscopio óptico Olympus SZX7.

Para la articulación se utilizaron los criterios de articulado (A) y no articulado (N), en tanto que para la fragmentación se usaron criterios de completo (C) y fragmentado (F). Para la reorientación se utilizó el criterio de reorientado (p) o en posición de vida (a), parámetros propuestos en el presente trabajo.

La escala para el grado de corrosión fue asignada de acuerdo al estado de la ornamentación que se divide en cuatro categorías (Brett y Bordeaux, 1990).

Escala de corrosión	Descripción
I Sin corrosión	Sin pérdida de detalles incluyendo la microornamentación
II Corrosión ligera	Perdida menor de la microornamentación
III Corrosión	Perdida de ornamentación pero costillas intactas.
IV Corrosión fuerte	Superficie de la concha relativamente lisa

La presencia de epibiontes se clasificó en 5 grados dependiendo del porcentaje de cobertura de la concha (Brett y Bordeaux, 1990).

Escala de Incrustación	Descripción
1 Limpios	Libre de epibiontes
2 Ligeramente incrustado	Menos del 5% de la concha cubierta
3 Moderadamente incrustado	5 a 10% de la concha cubierta
4 Incrustado	10-15% de la concha cubierta
5 Fuertemente incrustado	Más del 15% de la concha cubierta

c) Gasterópodos

Para el análisis tafonómico se tomó en cuenta el ángulo de orientación de 176 ejemplares, tomando la posición concordante, oblicua o perpendicular de la espira o ápice de la concha con respecto al estrato.

Para cuantificar la fragmentación se utilizaron los criterios de completo (C) e incompleto (I). Para el grado de corrosión se utilizó la siguiente escala comparativa propuesta por la autora:

Escala de corrosión	Descripción
I Baja	Ornamentación bien definida
II Media	Ornamentación reducida y redondeada
III Alta	Concha lisa sin ornamentación

e) Crinoideos

Se revisaron 167 columnas y placas columnares sueltas de tallos de crinoideos. Para el análisis tafonómico de los crinoideos se consideraron como características biostratinómicas, la articulación, fragmentación, el grado de corrosión, la bioincrustación y reorientación. Las características fosildiagnéticas estudiadas fueron la compactación y

disolución.

Para observar el grado de corrosión y bioincrustación se revisó la superficie de las placas bajo un microscopio óptico modelo Olympus SZX7.

El grado de articulación fue clasificado de acuerdo a los siguientes criterios:

Escala de Articulación	Descripción
Muy Alta	Totalmente articulado
Alta	Parcialmente articulado
Baja	Fragmentado en columnas
Muy baja	Placas sueltas

El método empleado para determinar la presencia de epibiontes es el mismo que para los braquiópodos (ver sección anterior).

Para clasificar el grado de corrosión se utilizó la escala propuesta por Llewellyn y Messing (1993):

Escala de corrosión	Descripción
1	Prístinas
2	Abrasión menor de crenulas y bordes
3	Crenulación reducida en altura y abrasión de los bordes
4	Casi no se distingue la crenulación, con extenso redondeamiento de los bordes
5	Crenulación completamente removida con bordes redondeados

Para la caracterización de la compactación se utilizó la siguiente escala:

Escala de Compactación	Descripción
Muy Alta	Placas deformadas en forma elongada
Alta	Bordes comprimidos
Baja	Compresión lateral ligera
Muy baja	Sin compactación

Para la clasificación de la fragmentación, la reorientación y la disolución diagenética se utilizó el criterio de presencia (p) o ausencia (a).

El análisis tafonómico de los crinoideos se basó en los métodos propuestos por Ausich y Baumiller (1993), Baumiller y Ausich (1992), Kotler y colaboradores (1992) y Holterhoff (1996).

Caracterización de tafofacies

Una vez estudiados y reconocidos los procesos biostratinómicos y diagenéticos que actuaron sobre los diferentes taxones, junto con los datos obtenidos del análisis de microfacies, se realizó la caracterización de las tafofacies de acuerdo a lo descrito por Speyer y Brett (1986).

Resultados

La sección estratigráfica estudiada está constituida por caliza, limolita y marga. El conjunto fósil está representado por algas, fusulínidos, esponjas, corales, briozoarios, braquiópodos, gasterópodos y crinoideos (Anexo 1).

Descripción litológica.

A lo largo de los 100 metros estudiados se encuentran de la base a la cima:

- Dos metros de caliza con abundantes corales solitarios zafréntidos, seguidos por ocho metros de intercalaciones de caliza con limonita, conformando fusulinitas y encrinidas. En los siguientes diez metros la litología permanece igual, pero el contenido fósil se constituye por crinoideos, briozoarios fenestélidos, fusulínidos y escasas esponjas, además de corales solitarios.

- Los siguientes diez metros están formados por estratos de caliza masiva a la que le sobreyacen depósitos de marga. A 29 metros de la base se presenta un estrato de limolita con gran cantidad de fusulínidos. El contenido fósil del resto de la roca comprende corales solitarios y crinoideos.

- Sobreyaciendo se encuentran dos metros de caliza gris y ocho metros de limolita y limolita con caliza impura. El contenido fósil incluye fusulínidos, braquiópodos, briozoarios y escasos fragmentos de esponjas. Se continúa con siete metros de caliza y limolita interdigitada, a los que sobreyacen tres metros de limolita donde el contenido fósil permanece igual. Sobreyaciendo se encuentran diez metros de estratos de limolita con esporádicas intercalaciones de caliza, cuyo contenido fósil es rico en braquiópodos y pobre en fusulínidos.

- Los siguientes cinco metros presentan estratos con una alternancia de lutita (80%) y caliza (20%), sobre la que se encuentran estratos que abarcan 1.8 metros de lutita con caliza interdigitada con cuerpos irregulares de pedernal, y restos fósiles de crinoideos y fusulínidos. Sobreyacen a estos, 10.9 metros de caliza interdigitada con limolita, con cuerpos irregulares de pedernal, con placas de crinoideos aisladas y escasos gasterópodos euomphálicos. Hacia arriba se encuentra un estrato de 2.3 metros de limolita, en un horizonte lenticular que se acuña.

- Los siguientes dos metros consisten en estratos de caliza, sobre los que se encuentran seis metros de limolita con escasos fusulínidos, zafréntidos y crinoideos y dos metros de caliza masiva con abundantes gasterópodos. La cima está constituida por dos metros de caliza con abundantes fragmentos de corales coloniales, un metro y medio de limolita con el mismo contenido fósil y finalmente 6.5 m de caliza con gran cantidad de esponjas, formando estratos de hasta 50 cm de grosor.

Taxonomía de la fauna fósil

Foraminíferos

(Figura 6)

El conjunto de foraminíferos de la formación La Joya consiste en 17 formas reconocibles. De éstos cuatro son fusulínidos y 13 microforaminíferos.

La clasificación empleada sigue la propuesta por Loeblich y Tappan (1956).

Phylum Sarcomastigophora Honigsberg y Balamuth, 1964 en Honigsberg *et al.*

Subphylum Sarcodina Schmarda, 1871

Superclase Rhyzopoda von Siebold, 1845

Clase Granuloreticulosea de Saedeleer, 1934

Orden Foraminiferida de Eichwald, 1830

Suborden Fusulinina Wedekind, 1937

Superfamilia Endothyracea Brady, 1884

Familia Nodosinellidae Rhumbler, 1895

Subfamilia Tuberitinae Miklukho-Maklay, 1958

Género *Eotuberitina* Miklukho-Maklay, 1958

Especie *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay, 1958

Familia Palaeotextulariidae Galloway, 1933

Género *Climacamina* Brady 1873

Especie *Climacamina* ex gr. *moelleri* Brady, 1873

Género *Deckerella* Cushman y Water, 1928 emend. Roth y Skinner, 1930

Especie *Deckerella* sp.

Familia Biseriamminidae Chernysheva, 1941
 Género *Globivalvulina* Schubert, 1921
 Especie *Globivalvulina bulloides* Brady, 1876

Familia Endothyridae Brady, 1884
 Subfamilia Endothyrinae Brady, 1884
 Género *Endothyra* Phillips, 1846
 Especie *Endothyra* ex. gr. *bowmani*

Superfamilia Fusulinacea von Möller, 1878

Familia Ozawainellidae Thompson y Foster, 1937
 Género *Mediocris* (Ganelina, 1951)
 Especie *Mediocris breviscula* (Ganelina, 1951)
 Género *Millerella* Thompson, 1942
 Especie *Millerella* sp.

Familia Eostaffellidae Mamet in Mamet, Mikhailoff y Mortelmans, 1970
 Género *Eostaffella* Rauser-Chernousova 1948
 Especie *Eostaffella grozdilovae* Maslo y Vachard, 1997

Familia Staffellidae Miklukho-Maklay, 1949
 Género *Staffella* Ozawa, 1925
 Especie *Staffella powwoensis* Thompson, 1935
 Género *Pseudostaffella* Thompson, 1942
 Especie *Pseudostaffella* sp.

Familia Fusulinidae von Möller, 1878
 Subfamilia Schubertellinae Skinner, 1931
 Género *Eoshubertella* Thompson, 1937
 Especie *Eoshubertella texana* Thompson, 1947

Subfamilia Fusulininae von Möller, 1878
 Género *Fusulinella* von Möller, 1877
 Especie *Fusulinella llanoensis* Thompson, 1935
 Especie *Fusulinella* aff. *llanoensis* Thompson, 1935
 Género *Zellerella* Wilde, 1990
 Especie *Zellerella* sp.

Suborden Miliolina Delage y Hérourard, 1896

Superfamilia Miliolacea Ehrenberg, 1839

Familia Fischerinidae Millett, 1898

Subfamilia Calcivertellinae Loeblich y Tappan, 1964

Género *Calcivertella* Cushman y Waters, 1928

Especie *Calcivertella* sp.

Género *Baryshnikovia* Reitlinger, 1993 en Vdovenko *et al.*, 1993

Suborden Lagenina Delage y Hérourard, 1896

Familia Syzraniidae Vachard 1981 en Vachard y Montenat, 1981

Género *Syzrania* Reitlinger, 1950

Especie *Syzrania* sp.

Insertae sedis

Familia indeterminada

Subfamilia Insolentithecinae Loeblich y Tappan, 1964

Género *Insolentitheca* Vachard, 1979 en Bensaid *et al.*, 1979

Especie *Insolentitheca horrida* (Brazhnikova, 1967 en Brazhnikova *et al.* 1967)

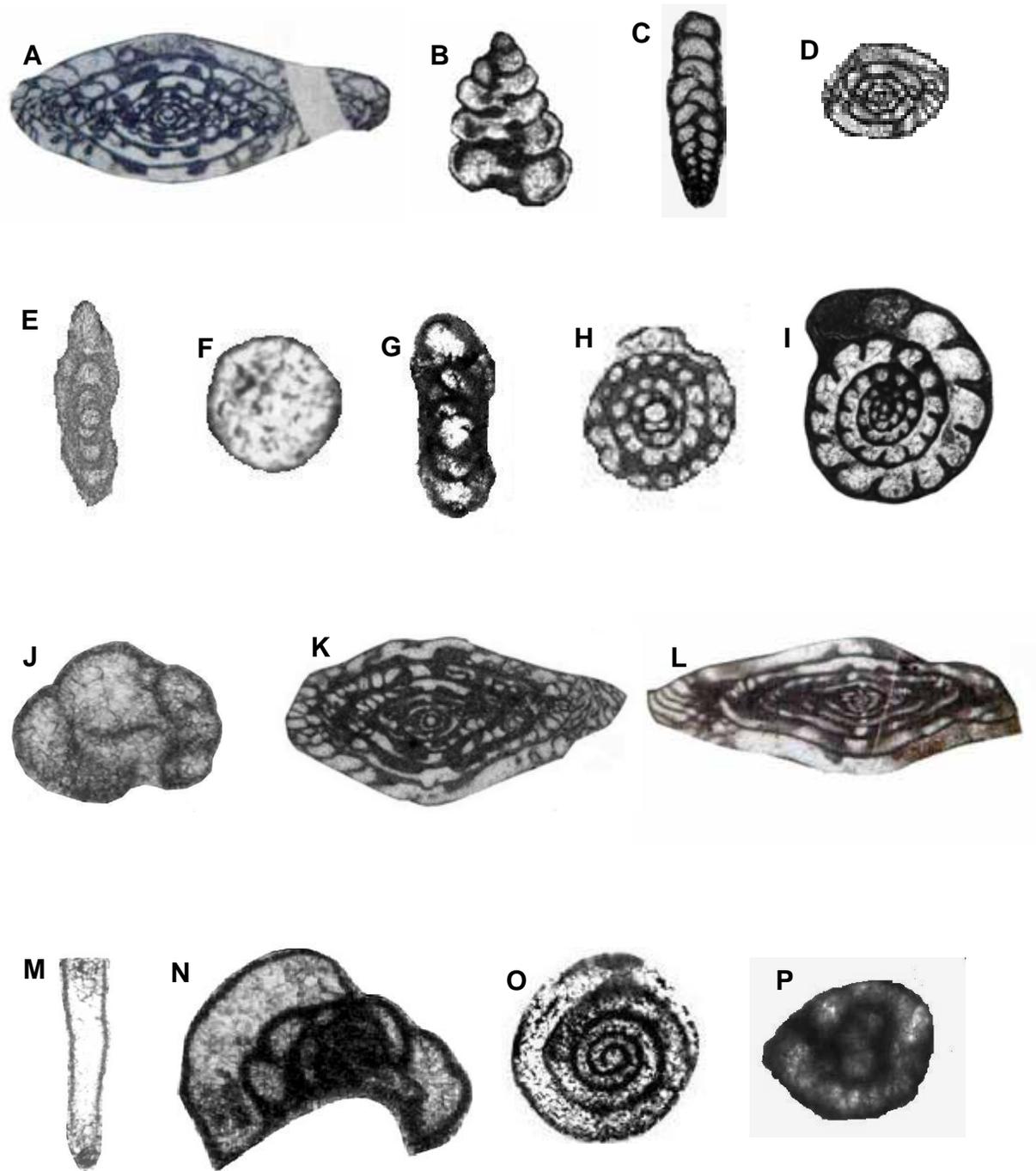


Figura 6. Fusulinidos: A *Fusulinella llanoensis*; B *Climmacamina* ex gr. *moelleri*; C *Deckerella* sp.; D *Eoshubertella texana*; E *Eostaffella grozdilovae*; F *Eotuberitina reitlingerae*; G *Mediocris breviscula*; H *Pseudostaffella* sp.; I *Endothyra* ex. gr. *bowmani*; J *Globivalvulina bulloides*; K *Fusulinella* aff. *llanoensis*; L *Zellerella* sp.; M *Sizranya*; N *Calcivertella*; O *Insolentiteca horrida*; P *Baryshnikovia* sp. Imágenes sin escala.

Esponjas

(Figura 7)

El Phylum Porifera en la formación La Joya está representado por una especie.

Phylum Porifera Grant, 1936

Clase Demospongea (Sollas, 1885)

Orden Chaetetida Okulitch, 1936

Familia Chaetetidae Milne-Edwards y Haime, 1850

Género *Chaetetes* Milne-Edwards y Haime, 1850

Especie *Chaetetes milleporaceous* Milne-Edwards y Haime, 1851

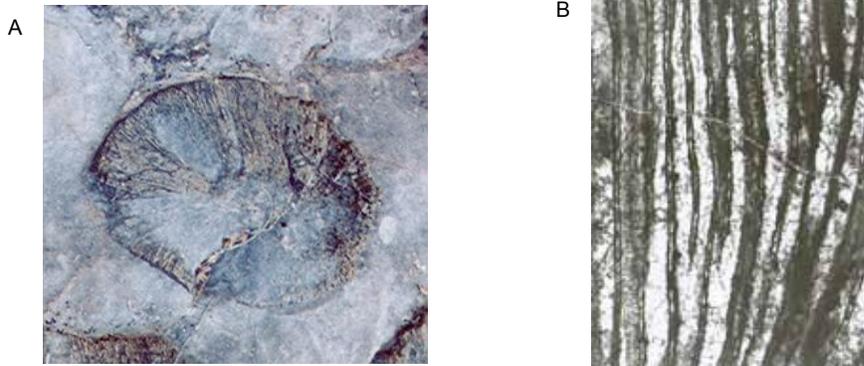


Figura 7. *Chaetetes milleporaceous*: A vista en el afloramiento; B corte longitudinal en sección delgada.

Corales

(Figura 8)

Se reconocieron dos géneros de corales.

Phylum Cnidaria Hatschek, 1888

Clase Anthozoa Ehrenberg, 1834

Subclase Tabulata Milne-Edwards y Haime, 1850

Orden Auloporida Sokolov, 1947

Superfamilia Syringoporicae Fromental, 1861

Familia Syringoporidae Fromental, 1861

Género *Syringopora* Goldfuss, 1826

Especie *Syringopora* sp.

Subclase Rugosa (Milne-Edwards y Haime, 1850)

Orden Stauriida Verrill, 1865

Suborden Plerophyllina Sokolov, 1960

Familia Lophophyllidae Grabau, 1928

Género *Lophophyllidium* Grabau, 1928

Especie *Lophophyllidium* sp.

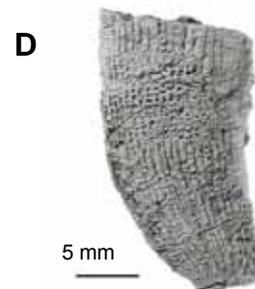
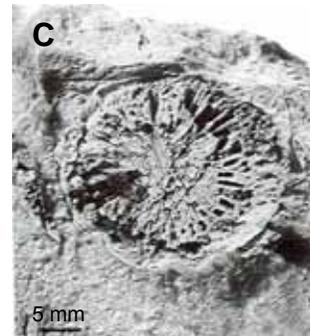


Figura 8. A-B Fotografía en el campo de *Syringopora* sp.; C-D *Lophophyllidium* sp.: C vista en corte transversal de la parte superior, D Vista dorsal.

Briozoarios

(Figura 9)

Se identificaron dos especies de briozoarios dentro del afloramiento.

Phylum Bryozoa (Ehrenberg, 1831)

Clase Stenolaemata Borg, 1926

Orden Rhabdomesida Vine, 1883

Familia Rhomboporidae Simpson, 1895

Género *Rhombopora* Meek, 1872

Especie *Rhombopora* sp.

Orden Fenestrída Elias y Condra, 1957

Familia Fenestellidae King, 1850

Género *Fenestella* Lonsdale, 1839

Especie *Fenestella* sp.

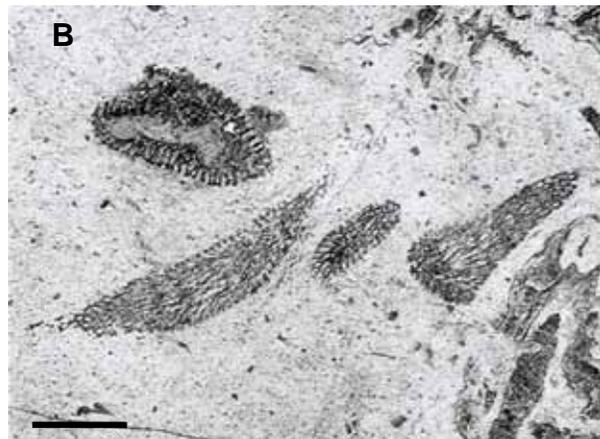


Figura 9. A-B *Rhombopora* sp.; C-D. *Fenestella* sp. La línea equivale a 3 mm.

Braquiópodos

(Figura 10)

Se reconocen ocho géneros de braquiópodos, distribuidos en dos clases, cuatro órdenes y siete familias. Siete fueron identificados a nivel de género y una a nivel de especie.

Phylum Brachiopoda Dumeril, 1806

Subphylum Rhynchonelliformea Williams *et al.*, 1996

Clase Rhynchonellata Williams *et al.*, 1996

Orden Athyridida Boucot *et al.*, 1964

Suborden Athyrididina Boucot *et al.*, 1964

Superfamilia Athyridoidea Davidson, 1881

Familia Athyrididae Phillips, 1841

Género *Cleiothyridina* Buckman, 1906

Especie *Cleiothyridina* sp.

Género *Composita* Brown, 1849

Especie *Composita* sp.

Orden Spiriferida Waagen, 1883

Suborden Spiriferidina Waagen, 1883

Superfamilia Spiriferoidea (King, 1846)

Familia Trigonotretidae Schuchert, 1893

Subfamilia Neospiriferinae Waterhouse, 1968

Género *Neospirifer* Fredericks, 1919

Especie *Neospirifer* sp.

Superfamilia Pennospiriferinoidea Dagys, 1972

Familia Punctospiriferidae Waterhouse, 1975

Género *Punctospirifer* North, 1920

Especie *Punctospirifer* sp.

Familia Spiriferidae King, 1846

Subfamilia Sergospiriferinae Carter, 1994

Género *Anthracospirifer* Lane, 1963

Especie *Anthracospirifer* sp.
Clase Strophomenata Williams *et al.*, 1996
Orden Productida Sarytcheva y Sokolskaya, 1959
 Suborden Productidina Waagen, 1883
 Superfamilia Productoidea Gray, 1840
 Familia Productidae Gray, 1840
 Subfamilia Dictyoclostinae (Stehli, 1954)
 Género cf *Dictyoclostus* Muir-Wood, 1930
 Especie cf *Dictyoclostus* sp.
 Subfamilia Productinae Gray, 1840
 Género *Antiquatonia* Miloradovich, 1945
 Especie *Antiquatonia coloradoensis* (Girty, 1903)
 Superfamilia Linoproductoidea Stehli, 1954
 Familia Linoproductidae Stehli, 1954
 Subfamilia Linoproductinae Stehli, 1954
 Género *Linoproductus* (Chao, 1927)
 Especie *Linoproductus* sp.

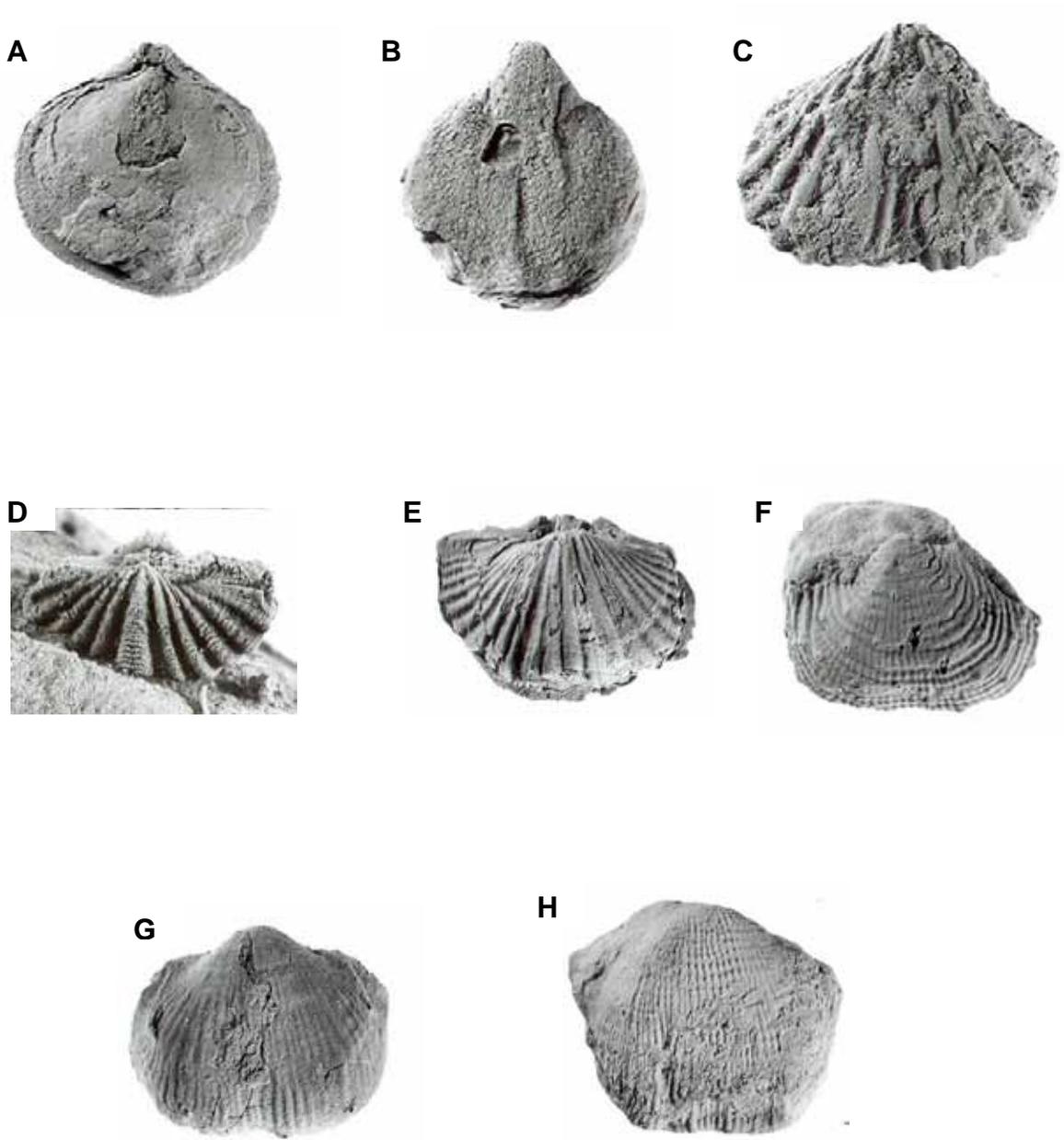


Figura 10. Braquiópodos: A *Cleiothyridina* sp.; B *Composita* sp.; C *Neospirifer* sp.; D *Punctospirifer* sp.; E *Anthracospirifer* sp.; F cf. *Dictyoclostus* sp.; G *Antiquatonia coloradoensis*; H *Linoproductus* sp.

Gasterópodos

(Figura 11)

En la formación La Joya se reconocieron dos especies de gasterópodos.

Phylum Mollusca Linnaeus, 1758

Clase Gastropoda Cuvier, 1797

Subclase Opisthobranchia Milne-Edwards, 1848

Suborden Macluritina Cox y Knight, 1960

Superfamilia Eumphalacea de Konnick, 1881

Familia Euomphalidae de Konnick, 1881

Género *Euomphalus* Sowerby, 1814

Especie *Euomphalus* sp.

Superfamilia Pyramidellacea d'Orbigny, 1840

Familia Streptacididae Knight, 1931

Género *Donaldina* Knight, 1933

Especie cf. *Donaldina robusta* (Stevens, 1858)

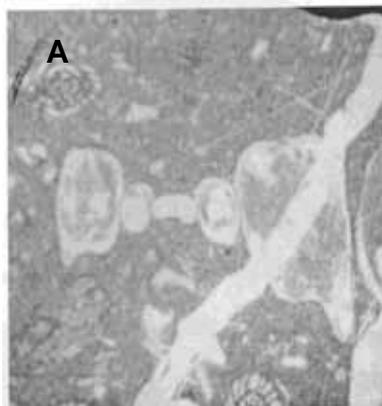


Figura 11. A *Euomphalus* sp. en sección delgada, aumento 100x; B cf. *Donaldina robusta* (Stevens, 1858).

Crinoideos

(Figura 12)

Los equinodermos crinoideos están representados por columnas y placas columnares. Para su clasificación se utilizó la parataxonomía propuesta por Moore y Jeffords (1968). El conjunto de crinoideos está formado por 11 especies.

Phylum Echinodermata Klein, 1734

Clase Crinoidea Miller, 1821

Subclase Incierta

Orden Incierta

Familia Pentacauliscidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Pentaridica* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Pentaridica simplicis* Moore y Jeffords, 1968

Género *Pentagonopternix* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Pentagonopternix insculptus* Moore y Jeffords, 1968

Familia Cyclomischidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Cyclocaudex* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Cyclocaudex insaturatus* Moore y Jeffords, 1968

Género *Mooreanteris* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968

Especie *Mooreanteris waylandensis* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968

Familia Floricydidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Lamprosterigma* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Lamprosterigma mirificum* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Lamprosterigma erathense* Moore y Jeffords, 1968

Familia Leptocarphiidae Moore y Jeffords, 1968

Género *Cyclocrista* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968

Especie *Cyclocrista martini* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968

Género *Preptopremnum* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Preptopremnum rugosum* Moore y Jeffords, 1968

Especie *Preptopremnum leave* Moore y Jeffords, 1968

Género *Heterostelechus* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968

Especie *Heterostelechus keithi* Miller, 1968 en Moore y Jeffords, 1968
Género *Cycloscapus* Moore y Jeffords, 1968
Especie *Cycloscapus laevis* Moore y Jeffords, 1968

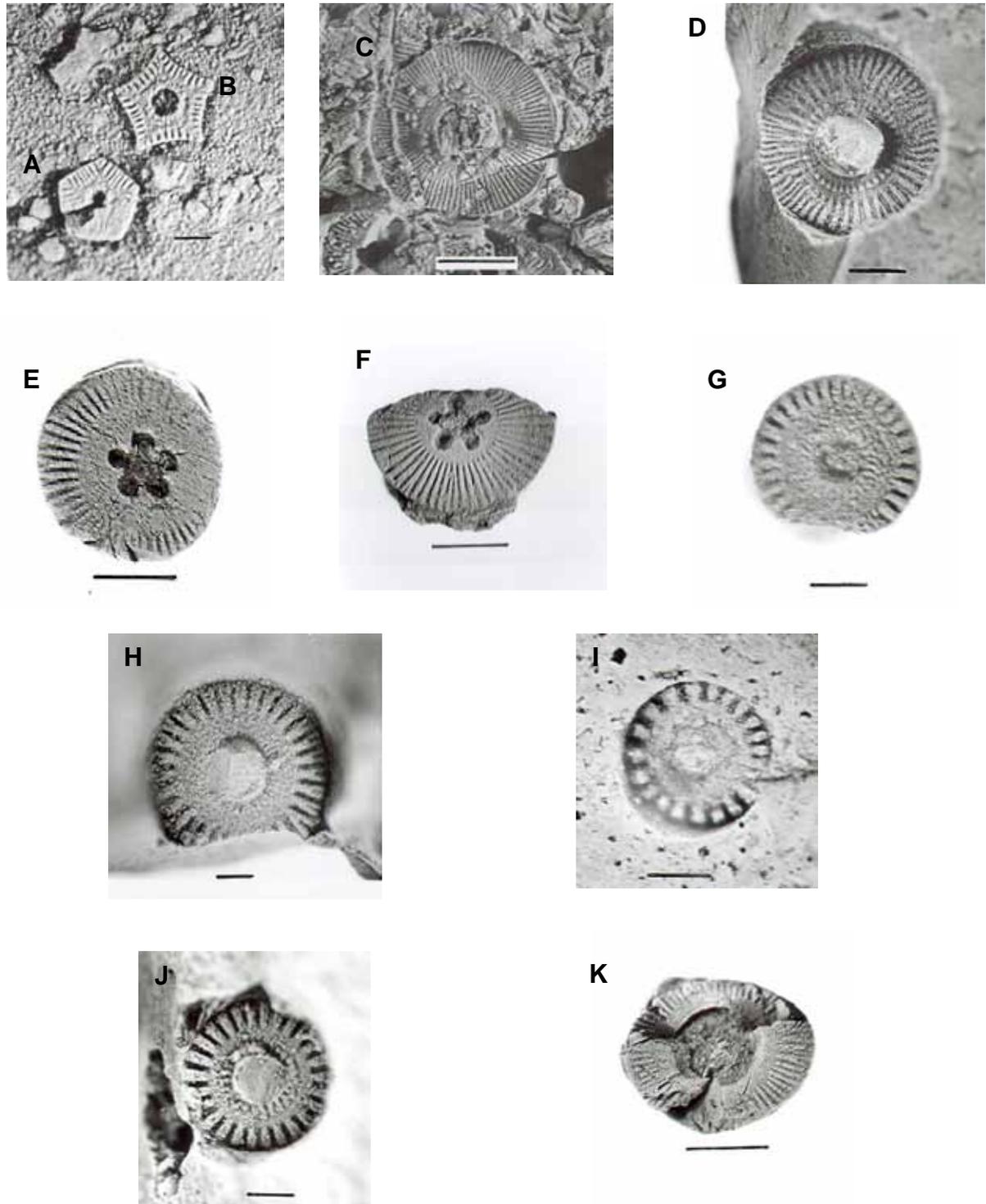


Figura 12. Placas de crinoideos: A *Pentaridica simplici*; B *Pentagonopternix insculptus*; C *Cyclocaudex insaturatus*; D *Mooreanteris waylandensis*; E *Lamprosterigma mirificum*; F *Lamprosterigma erathense*; G *Cyclocrista martini*; H *Preptopremnum rugosum*; I *Preptopremnum leave*; J *Heterostelechus keithi*; K *Cycloscapus laevis*. La línea equivale a 3 mm.

Edad de la biota

En la formación La Joya los fusulínidos son los fósiles índice, el conjunto está formado por las especies *Fusulinella llanoensis* (= *F. thompsoni*), *F. aff. llanoensis*, *Mediocris breviscula*, *Eostaffella grozdilovae*, *Millerella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Staffella powwowensis* y *Eoschubertella texana*, especies que conforman la Biozona A3 de Wilde (1990), y que son índices del Atokano tardío equivalente al Moscoviano tardío en la subdivisión internacional (Heckel, 1994), (Cuadro 1).

Unidades Internacionales		Unidades Norteamericanas	Zonas de Fusulínidos de Wilde (1990)	Zona descubierta en Sierra Agua Verde
Pensilvánico	Moscoviano Tardío (Podolskiano)	Atokano Tardío	A4	
			A3	A3
	Moscoviano Temprano	Atokano Temprano	A2	
	Bashkiriano Tardío		A1	

Cuadro 1.- Escala cronoestratigráfica y bioestratigráfica del Pensilvánico y la biozona identificada en la formación La Joya.

Descripción de microfacies

Con base en la revisión microscópica, las muestras se pueden dividir en 17 microfacies (Figuras 13 y 14) caracterizadas por diferentes componentes. Las microfacies típicas de la sección estratigráfica estudiada se describen de la base a la cima (Figura 23):

Microfacies 1. *Rudstone* de crinoideos en matriz micrítica con escasa dolomía eudral. Los componentes dominantes de esta microfacies son fragmentos de crinoideos, otros organismos que se presentan en menor cantidad son foraminíferos fusulínidos y

microforaminíferos, fragmentos de braquiópodos, corales, briozoarios, algas y escasos ostrácodos, que se encuentran embebidos en micrita, la cual en algunas partes está siendo sustituida por dolomía de tipo eudral.

Microfacies 2. *Packstone* de fusulínidos. Esta microfacies está caracterizada por la presencia de fusulínidos, especialmente *Fusulinella llanoensis* y, microforaminíferos, que se encuentran contenidos en una matriz silicificada diagenéticamente con abundantes cristales de dolomía.

Microfacies 3. *Wackstone* de fusulínidos. Esta microfacies contiene foraminíferos fusulínidos y microforaminíferos, siendo la especie más abundante *Fusulinella llanoensis* y foraminíferos biseriales. Se encuentran también escasos ostrácodos, fragmentos retrabajados de corales, fragmentos de equinodermos, braquiópodos y briozoarios, contenidos en una matriz de micrita.

Microfacies 4. *Wackstone* con matriz micrítica con escasos cristales de dolomía eudral, bioclastos muy retrabajados de escasos equinodermos y fragmentos de braquiópodos.

Microfacies 5. *Mudstone* con matriz micrítica y cubos de pirita, muy escasos fusulínidos y fragmentos retrabajados de equinodermos y braquiópodos, con vetillas rellenas de calcita.

Microfacies 6. *Dolomía* sucroide.

Microfacies 7. *Wackstone* de radiolarios. Los radiolarios son la fauna dominante y se encuentran asociados a detritos de fauna que habitan en mar abierto (crinoideos, gasterópodos y braquiópodos). Presencia de pirita y de dolomía férrica.

Microfacies 8. *Wackstone-Packstone* con matriz micrítica con cristales de dolomía eudral, escasos radiolarios y fragmentos de fauna de mar abierto, entre los cuales los restos de braquiópodos son más conspicuos. Se presentan cubos de pirita.

Microfacies 9. *Grainstone* de fusulínidos. Predomina la especie *Fusulinella llanoensis*, la matriz es micrítica y está ligeramente dolomitizada. Los restos están retrabajados y se presentan escasos microforaminíferos y bioclastos de braquiópodos.

Microfacies 10. *Wackstone* de fusulínidos. Los fusulínidos son la fauna dominante en esta facies, se encuentran muy recristalizados y hay gran cantidad de materia orgánica y bioturbación, se presenta una silicificación selectiva.

Microfacies 11. *Wackstone-Packstone* de fusulínidos en una matriz micrítica con escasos microforaminíferos.

Microfacies 12. *Packstone* de bioclastos en matriz micrítica, fragmentos de briozoarios y braquiópodos, muy retrabajados, calciesferas micritizadas.

Microfacies 13. *Dolomía* sucroide.

Microfacies 14. *Packstone* de flujo de escombros valvas rotas y desarticuladas soporte de matriz micrítica.

Microfacies 15. *Packstone* de matriz micrítica con fusulínidos (*Fusulinella llanoensis*), estafélidos (*Stafella powwoensis*) y, escasos pellets.

Microfacies 16. *Packstone* de gasterópodos en una matriz micrítica. Los gasterópodos son la fauna dominante, se presentan también corales y ostrácodos.

Microfacies 17. *Bafflestone* de esponjas *in situ*. Esta microfacies está dominada por chaetétidos en una matriz micrítica. En las cavidades de la estructura de las esponjas se observa la presencia de fusulínidos.

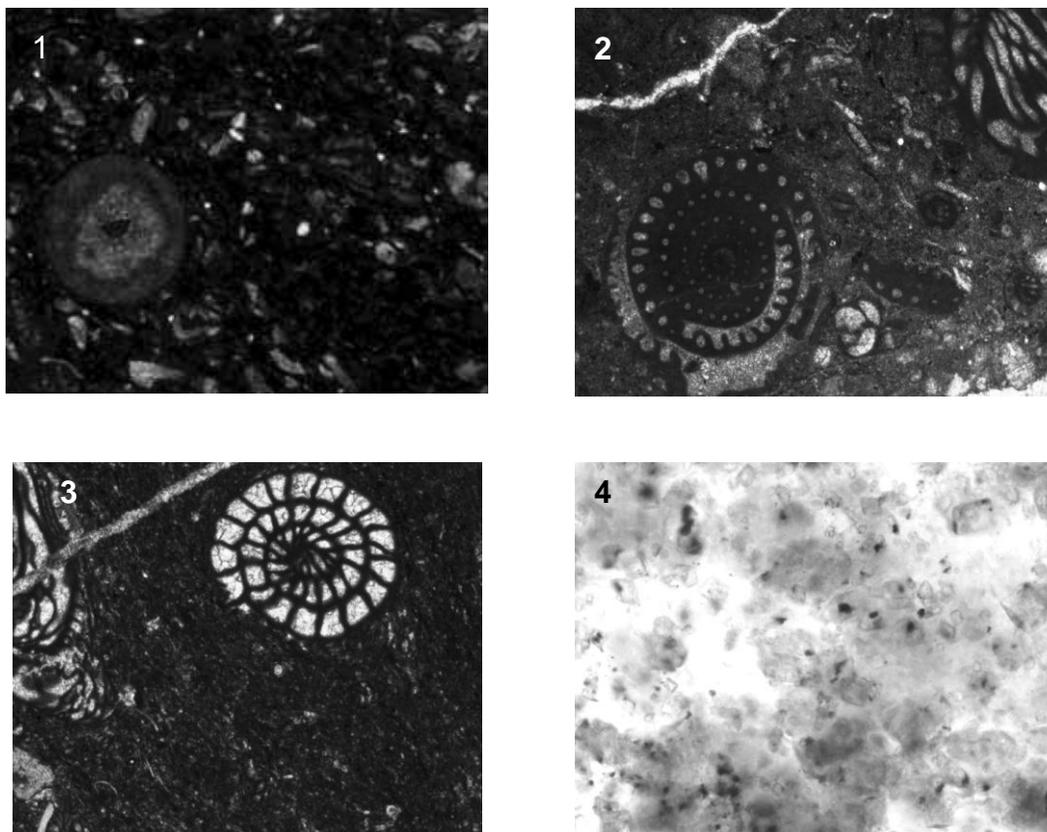


Figura 13. Microfacies: 1 rudstone de crinoideos (2x); 2 packstone de fusulínidos (2x); 3 wackstone de fusulínidos (2x); 4 wackstone micrítico dolomitizado (10x).

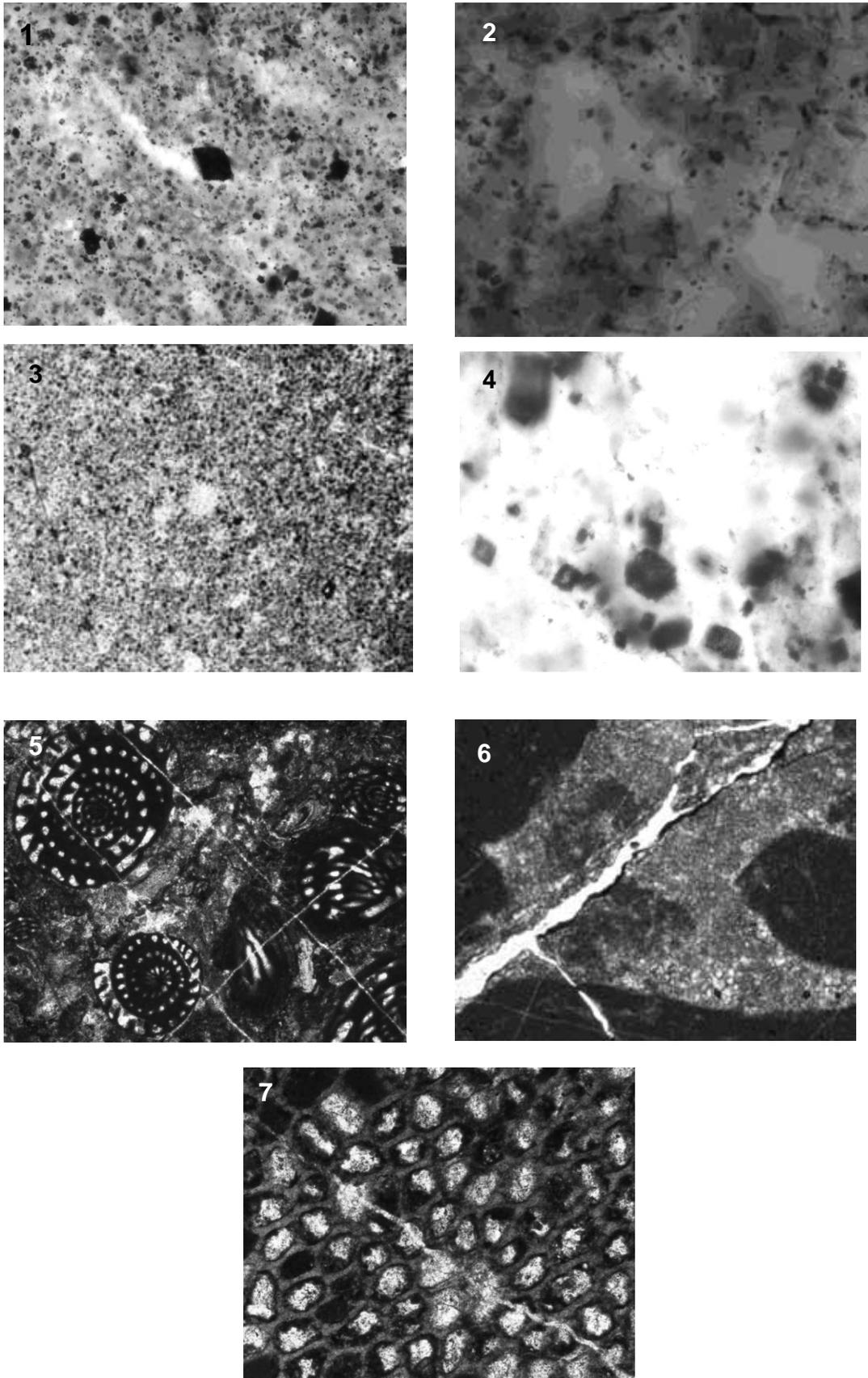


Figura 14. 1 mudstone con cubos de pirita (10x); 2 dolomía sucroide(2x); 3 wackstone de radiolarios; 4 wackstone-packstone, dolomía eudral y pirita (40x); 5 grainstone de fusulínidos (2x); 6 packstone de gasterópodos (2x); 7 bafflestone de esponjas (2x).

Resultados tafonómicos

Preservación de los ejemplares

En la Sierra Agua Verde, los fósiles están preservados debido al reemplazamiento de los esqueletos originales por sílice, el proceso de silicificación ofrece la ventaja de la preservación de detalles de la superficie. Los componentes mineralógicos originales de los organismos se muestran en el cuadro 2.

Taxon	Aragonita	Calcita Bajo Mg	Calcita Alto Mg	Aragonita + Calcita	Sílice	Autor
Foraminíferos Fusulinidos		X				(Kiessling, 2004)
Esponjas <i>Chaetetes</i>	X					(Kiessling, 2004)
Corales						
<i>Syringopora</i> sp.		X				(Kiessling, 2004)
<i>Lophophyllidium</i> sp.			X			
Briozoarios						
Rhombopóridos		X				(Smith <i>et al.</i> , 2006)
<i>Fenestella</i>		X				
Gasterópodos						
<i>Euomphalus</i>				X		(Kiessling, 2004)
<i>Donaldina</i>	X					
Braquiópodos						
Todos los géneros en SAV		X				(Aberhan <i>et al.</i> , 2004)
Crinoideos						
Todas las especies en SAV			X			(Kiessling, 2004)

Cuadro 2.- Composición mineralógica original de los taxones identificados. SAV= Sierra Agua Verde

Características tafonómicas por taxón

Los corales mencionados dentro del contexto taxonómico no fueron estudiados desde el punto de vista tafonómico, debido a que los ejemplares identificados correspondían a muestras liberadas de la matriz por procesos de meteorización que fueron arrastrados de estratos inferiores.

Fusulínidos

Se tomaron como características biostratinómicas el número de incrustantes, grado de corrosión y fragmentación (Anexo 2). El 92 % de las testas se encontraban libres de incrustantes, 7 % presentaba 1 incrustante y 1% tenía entre 2 y 4 incrustantes (Figura 15a y 16a). El 43% de los ejemplares presenta un alto grado de corrosión, 34 % una corrosión media, 23 % una corrosión baja y en el 1 % no había evidencia de corrosión (Figuras 15b y 16b). Los fusulínidos se encontraron completos en un 98 % y en un 2 % fragmentados (Figuras 15c y 16c). Respecto a las características fosildiagenéticas estudiadas 92 % de los ejemplares no presentaron evidencia de compactación, 4 % presentaron un aplanamiento en al menos uno de sus lados y 4 % presentaron fracturas por compactación (Figura 15d). El grado de disolución fue nulo para el 61 % de los ejemplares, 24 % presentaron una zona puntual de disolución (“pit”), 14 % presentaron más de 2 zonas puntuales de disolución (“pits”), y un 1 % tenían evidencia de haber tenido ejemplares embebidos dentro de la testa (Figuras 15e y 16d). En el tafograma ternario (Figura 15f) se muestran las características consideradas en este análisis.

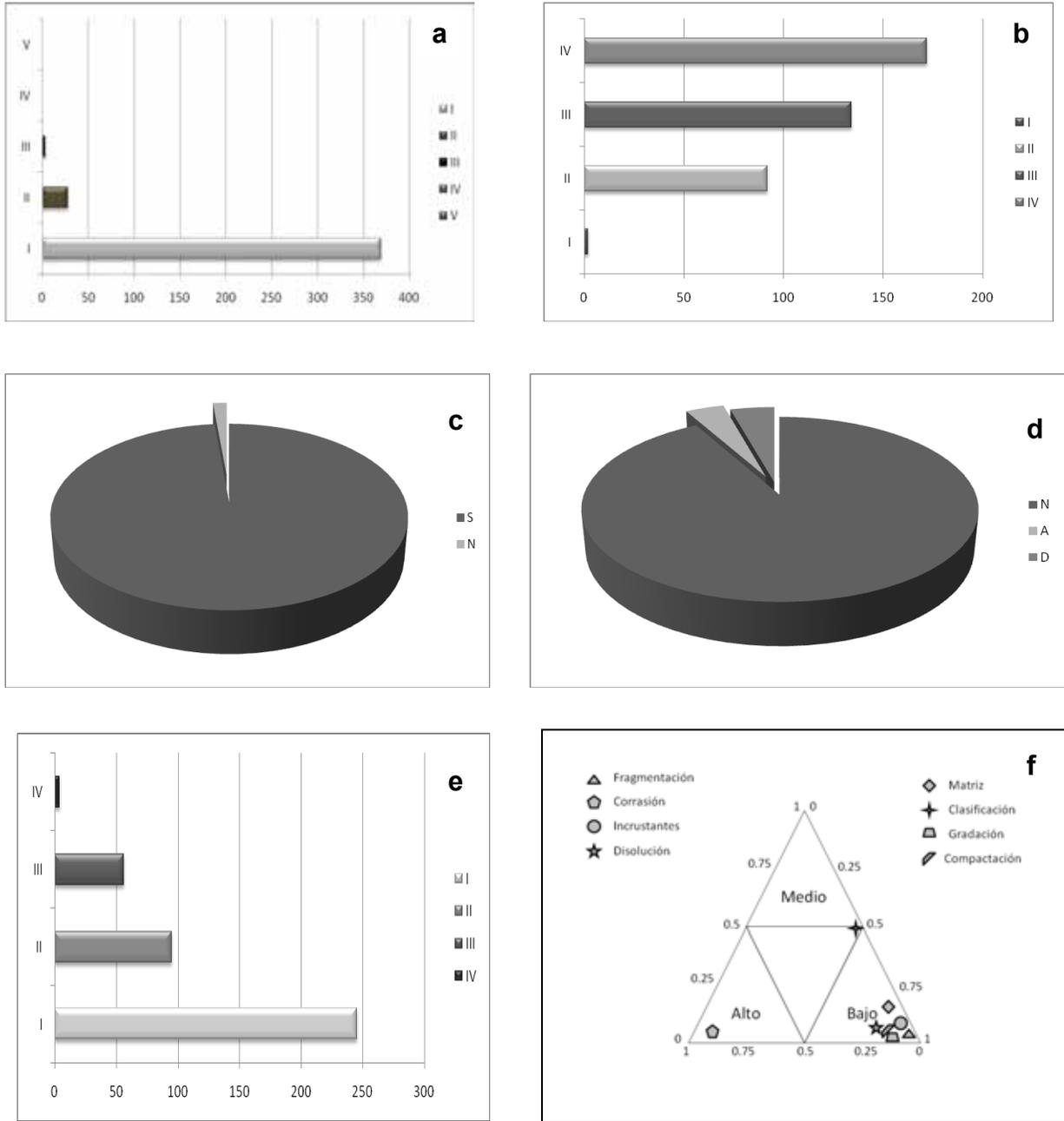


Figura 15. **a** grado de incrustación en fusulínidos: I sin incrustantes, II con 1 incrustante, III 2-4 incrustantes, IV 5-10 incrustantes, V más de 11 incrustantes; **b** grado de corrosión en fusulínidos: I sin corrosión, II-baja, III-media, IV-alta; **c** grado de fragmentación en fusulínidos: S, completos N, fragmentados; **d** grado de compactación en fusulínidos: N, sin compactación A, c on aplanamiento lateral por compresión F, con evidencia de fracturas por compresión; **e** grado de disolución en fusulínidos: I- sin disolución, II- con un "pit", III- con 2 o más "pits", IV- con organismos embudados; **f** tafograma ternario donde se comparan las características tafonómicas de los fusulínidos.

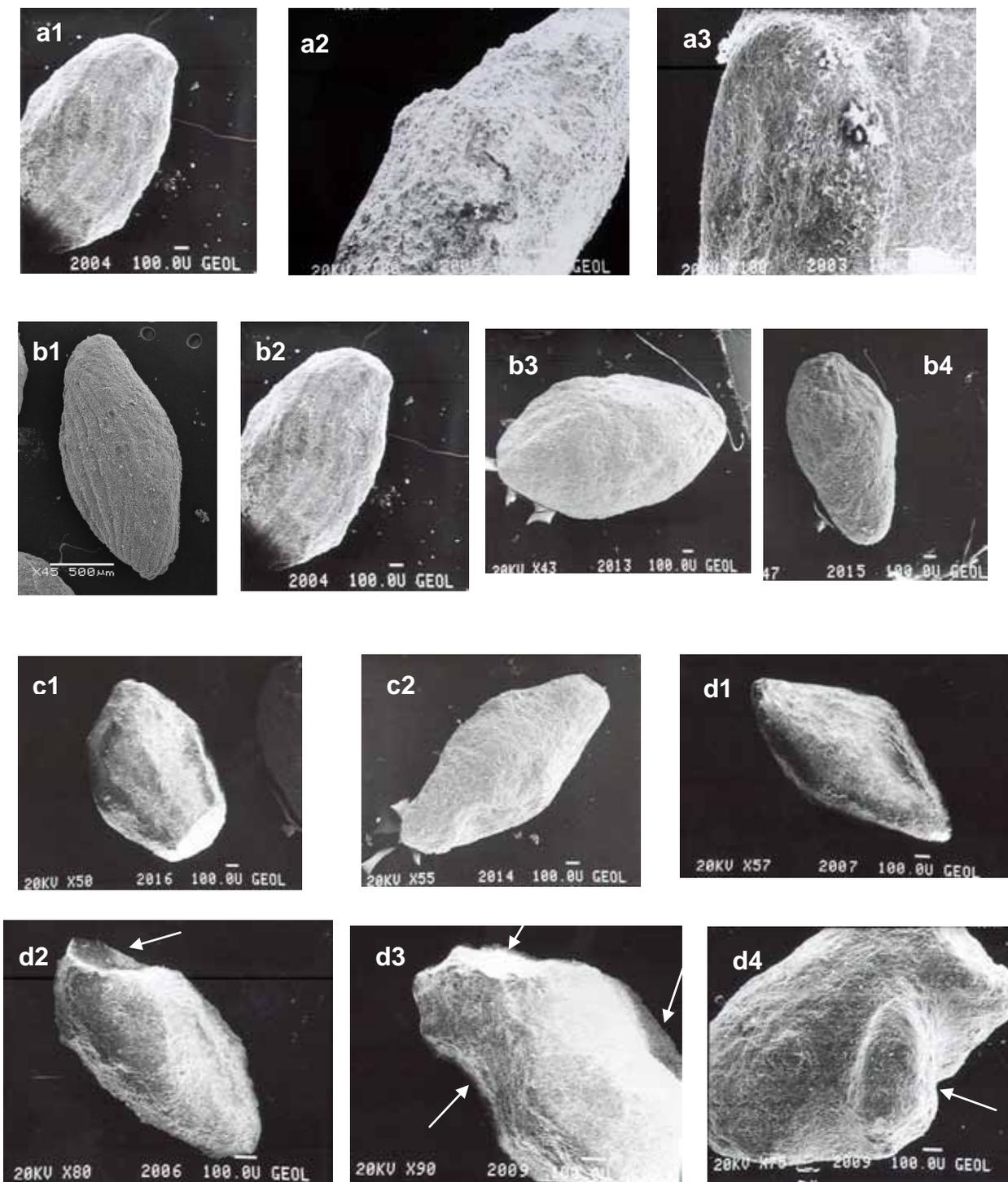


Figura 16. **a** grado de incrustación en fusulinidos: **a1** sin incrustantes (Grado I), **a2** con 1 incrustante (Grado II), **a3** acercamiento de la superficie de un fusulinido con un incrustante; **b** grado de corrosión en fusulinidos: **b1** sin corrosión (Grado I), **b2** baja (Grado II), **b3** media (Grado III), **b4** alta (Grado IV); **c** grado de fragmentación en fusulinidos: **c1** completo, **c2** fragmentado; **d** grado de disolución en fusulinidos: **d1** sin disolución (Grado I), **d2** con un “pit”* (Grado II), **d3** con 3 “pits” (Grado III), **d4** con un organismo embebido (Grado IV). *”pit” zona de disolución puntual.

Esponjas

En la sección estudiada, el género *Chaetetes* se encuentra en la cima de la columna, constituyendo estructuras masivas silicificadas de forma hemisférica a columnar (Figura 17a), con una altura promedio de 50 cm y aproximadamente 35 cm de ancho. En sección delgada, en corte transversal, se observa que el esqueleto está conformado por una serie de tubos delgados y largos con apariencia cuadrangular a hexagonal, con las paredes primarias sin perforaciones y con cuasi-tábulas a intervalos regulares (Figura 17b). No se distinguen bandas de crecimiento. El crecimiento vertical de los chaetétidos constituye un bafflestone. Estos organismos se conservan completos, no presentan reorientación, fragmentación, ni desgaste primario. El relleno sedimentario consiste en lodo muy fino y se encontró también la presencia de un fusulínido dentro de uno de los tubos de la esponja. Se carece de relleno de tipo geopetal. No hay evidencia de epifauna, bioerosión ni endolitos.

En sección delgada pueden observarse microfracturas de tipo diagenético secundario por lo que no son relevantes en la interpretación tafonómica (Figura 17c-d).

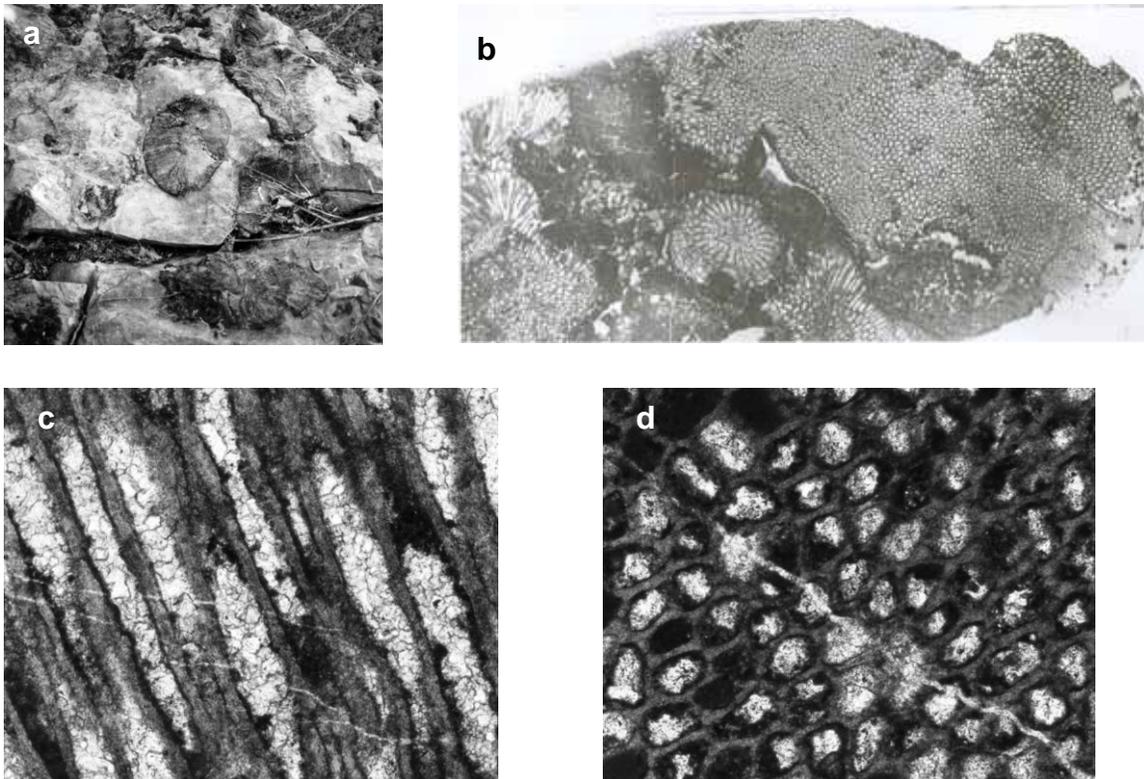


Figura 17. *Chaetetes milleporaceus*: a vista superior de un estrato de chaetétidos en el campo; b vista de chaetétidos en superficie pulida; c vista de túbulos en corte lateral; d vista de túbulos en corte transversal.

Braquiópodos

El grado de articulación, fractura, corrosión, incrustación y la reorientación de 63 ejemplares de braquiópodos se incluyen en el anexo 4.

De acuerdo a los resultados obtenidos el 58.74% de los braquiópodos permanecen articulados, 36.5 % están desarticulados y en el 4.76 % no puede precisarse el grado de articulación (Figuras 18a y 19a).

Respecto al grado de fragmentación 68% de los braquiópodos se encuentran completos y 32 % están fragmentados (Figura 18b).

Todos los braquiópodos presentan corrosión, en grados que van de III (Corrosión) principalmente en los rinconélidos y espiriféridos a IV (Corrosión fuerte) en productidos (Figuras 18c, 19b).

Las conchas de los braquiópodos se encuentran limpias en un 98.5 %, y solo una (1.5 %) tiene un gasterópodo como incrustación (figuras 18d y 19c).

En cuanto a la orientación todos los ejemplares estaban reorientados. Los productidos, están en una posición estable sobre el sustrato, con la valva cóncava hacia abajo descansando sobre la valva plana, a excepción de un ejemplar encontrado en una encrinita, el cual estaba desarticulado, con la valva cóncava en posición inestable hacia arriba. Los demás braquiópodos muestran una orientación aleatoria y en algunos casos es posible observar hacinamiento e incluso incrustación entre dos o más ejemplares (Figura 19d).

Respecto a la fosildiagénesis no hay evidencia de compactación en ninguno de los ejemplares; pero si de disolución, la cual es más fuerte en los braquiópodos productidos.

Sedimentológicamente se trata de un wackstone a un packstone con matriz micrítica, con bioclastos conspicuos de braquiópodos, junto con escasos bioclastos de fauna de mar abierto (fusulínidos, crinoideos, briozoarios).

En el tafograma ternario (Figura 18e) se comparan las características consideradas para este análisis.

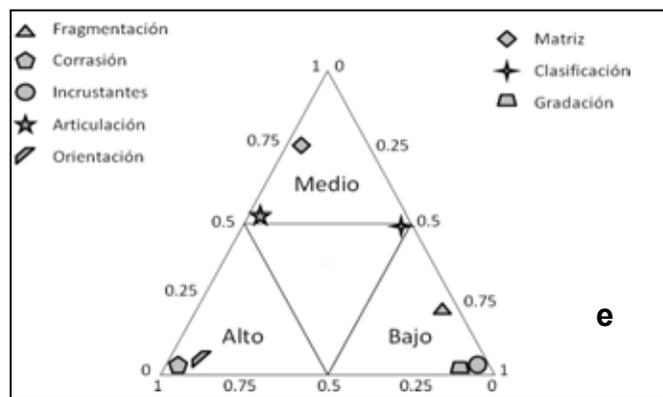
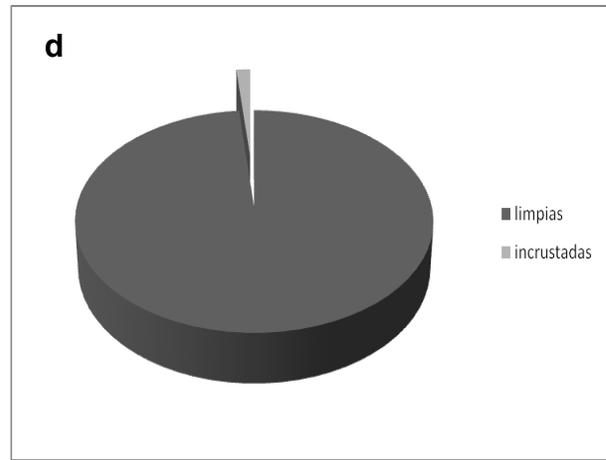
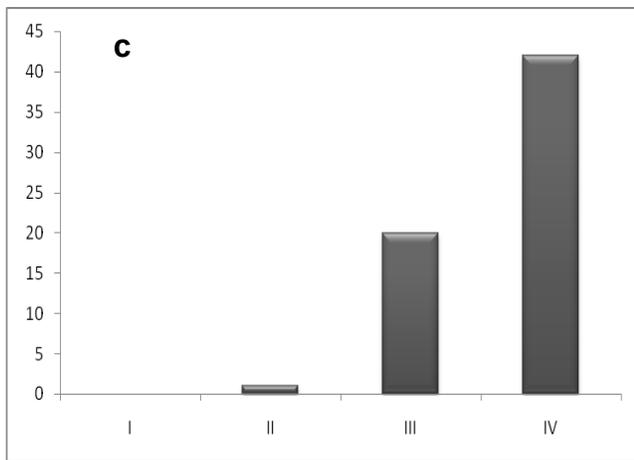
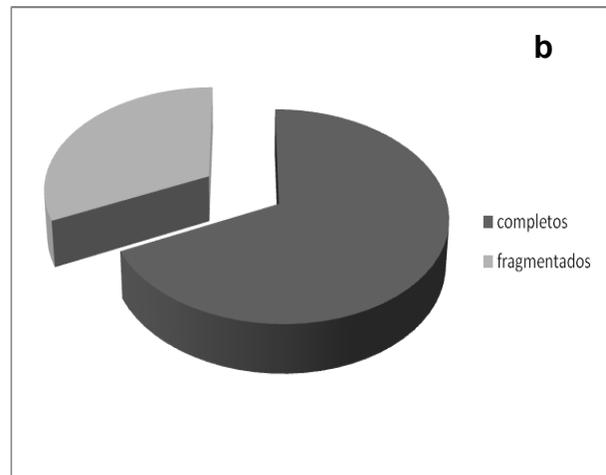
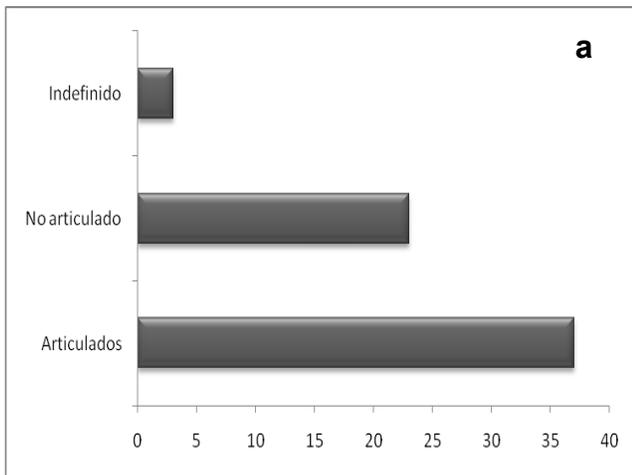


Figura 18. **a** grado de articulación en braquiópodos; **b** porcentaje de fragmentación en braquiópodos; **c** grado de corrosión en braquiópodos: I s in co rrasión, I I co rrasión li gera, I II co rrasión, I V corrosión fuerte; **d** porcentaje d e in crustación en braquiópodos; **e** tafograma ternario que muestra las características tafonómicas de los braquiópodos.

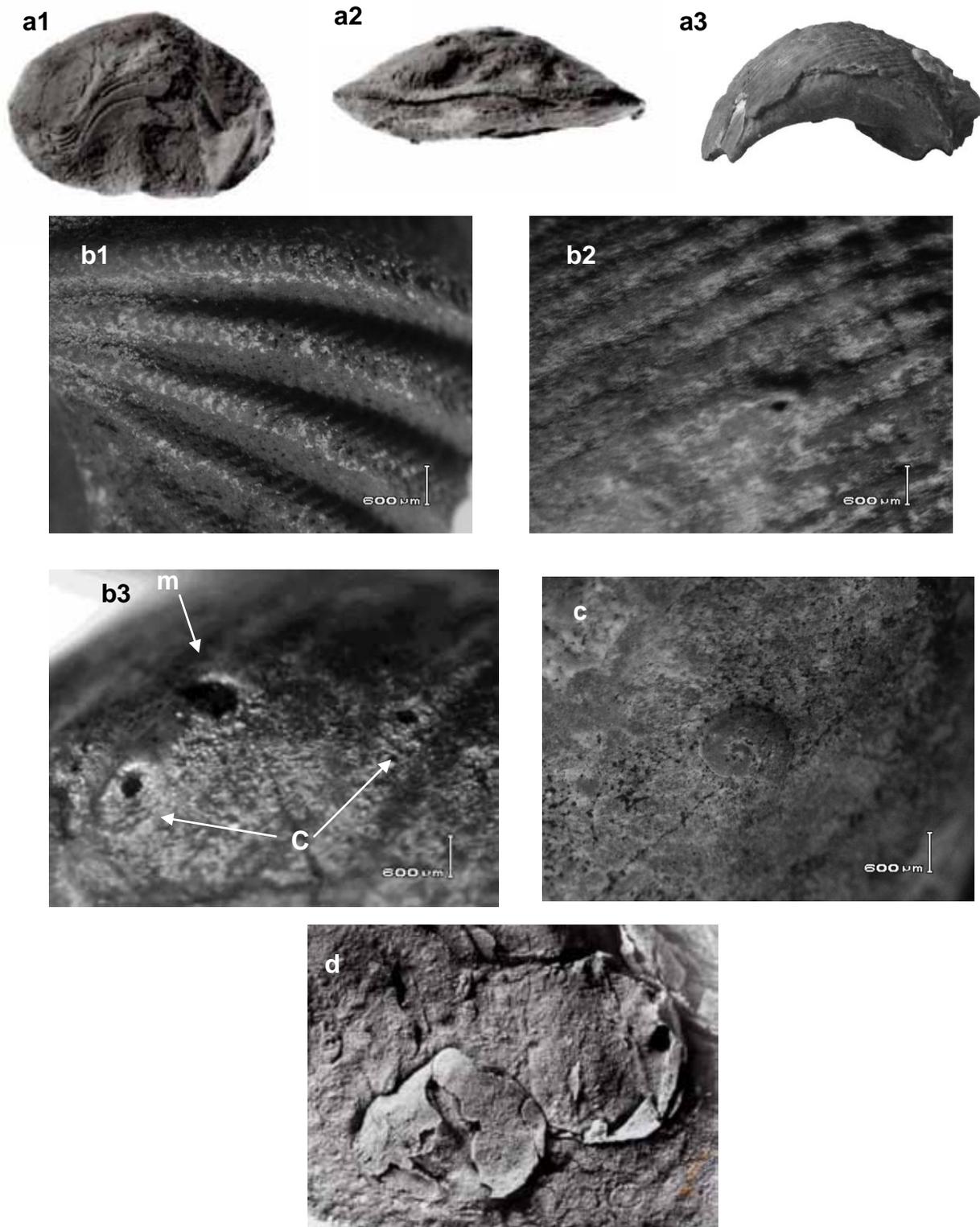


Figura 19. **a** grado de articulación en braquiópodos: **a1- a2** articulados, **a3** desarticulado; **b** superficie de braquiópodos: **b1** con microornamentación visible (Grado de corrosión III), **b2** sin microornamentación (Grado de corrosión IV), **b3** superficie de concha de braquiópodo mostrando dos cicatrices de espinas (c) y una microhoradación (m), **c** microgasterópodo sobre una valva de braquiópodo; **d** braquiópodos reorientados con hacinamiento.

Gasterópodos

Se encontró un total de 235 ejemplares, de los cuales 47 % estaban completos, considerando como completos a los organismos que presentan al menos el 90 % de su forma original (Davies *et al.*, 1989), 28 % incompletos y, el 25 % restante se consideró como indefinido al observarse únicamente el corte transversal (Figuras 120a-b).

Para el análisis tafonómico se descartaron los 56 ejemplares indefinidos y se estudiaron únicamente los 176 ejemplares que se encontraban completos e incompletos. De este mismo número de ejemplares, se realizó un histograma y una curva de frecuencia que indican la fluctuación de la anchura de la concha (Figura 20c).

El grado de fragmentación, la orientación concordante y la corrosión de los gasterópodos se enlistan en el anexo 3. Los gasterópodos muestran una orientación aleatoria (Figura 20d), y se encuentran dispersos y mal clasificados. La fábrica es dispersa y los restos se hallan soportados por una matriz. Presentan una pobre clasificación del esqueleto, pues los tamaños varían de 2.38 mm de longitud mínima a 8.58 mm de longitud máxima en ejemplares completos.

Las condiciones de esta concentración son buenas en general. Las conchas están bien conservadas, soportadas por una matriz calcárea y sin evidencia de bioerosión o incrustación. La abrasión física no se observa muy agresiva, la superficie de las conchas conserva su ornamentación de dos líneas espirales gruesas y una débil, las líneas transversales son muy tenues, las líneas de crecimiento son imperceptibles. El grado de corrosión es muy bajo para el 92.4 % de los ejemplares, medio para 5.3 % y alto para 2.3 % (Figuras 20e-f).

Sedimentológicamente se trata de un wackestone con una matriz homogénea, soportada por lodos, con una dolomitización secundaria de tipo sucroide, con bioclastos de gasterópodos y escasos braquiópodos, con abundantes microfacturas carbonatadas.

En el tafograma ternario (Figura 20g) se comparan las características consideradas para este análisis.

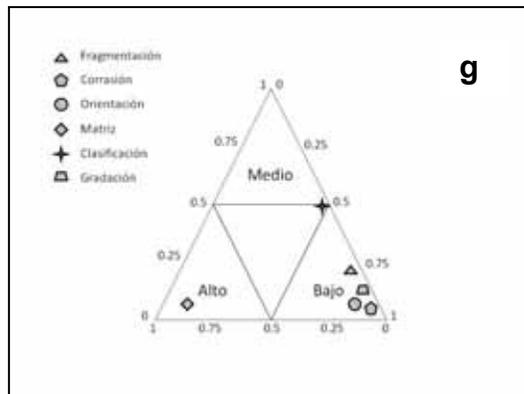
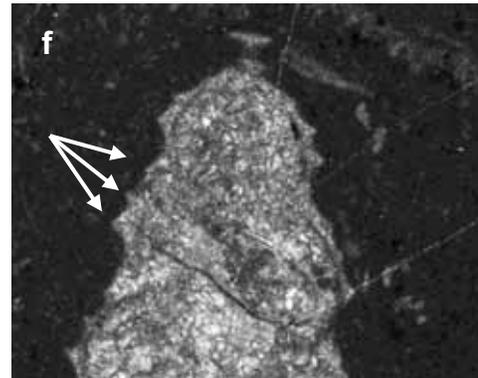
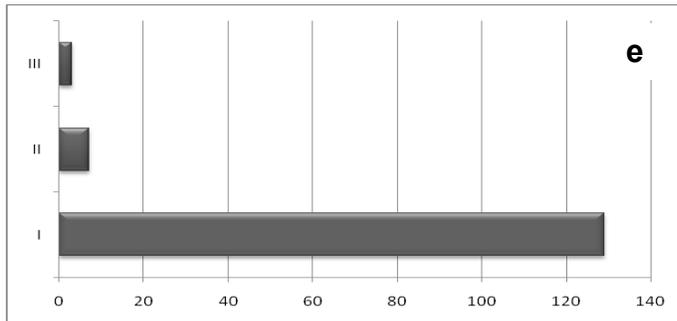
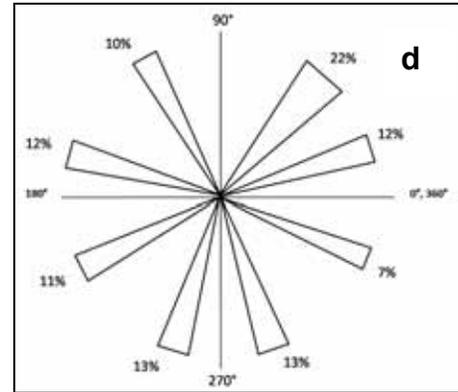
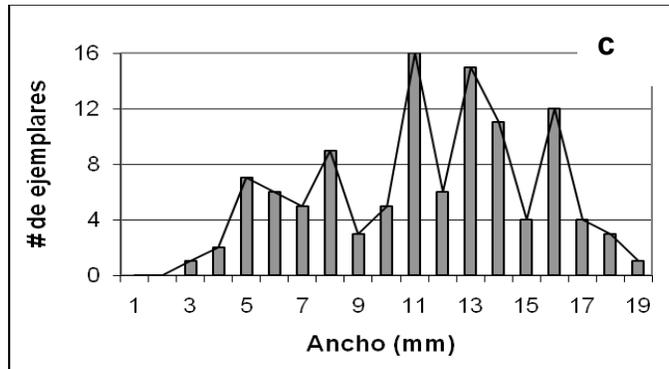
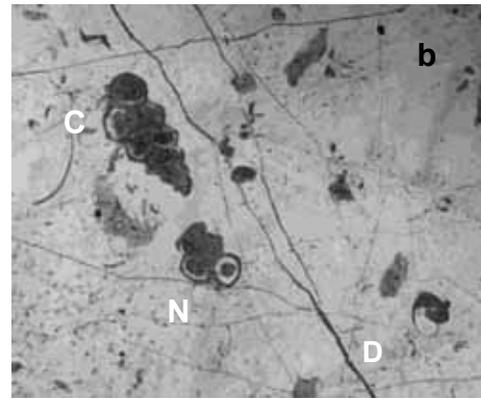
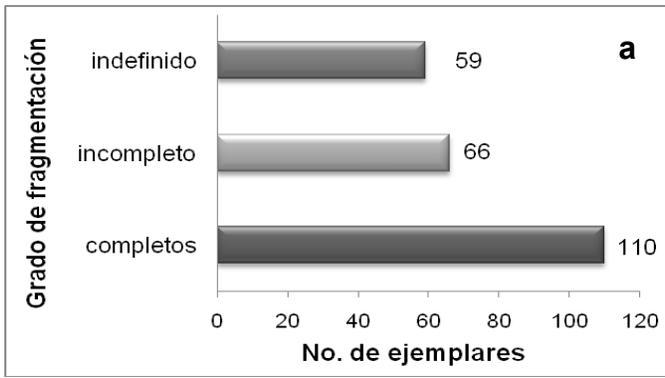


Figura 20. **a-b** grado de fragmentación en el gasterópodo cf. *Donaldina robusta*: C, completo N, incompleto D, indefinido; **c** histograma y curva de frecuencia de la anchura de la muestra; **d** diagrama de rosa donde se representan los ángulos de orientación de los gasterópodos en intervalos de 45 °; **e** grado de corrosión en gasterópodos: III- alta, II- media, I-baja; **f**) espira de un gasterópodo con grado de corrosión I donde se ven las líneas de ornamentación, marcadas con flechas; **g**) tafograma ternario donde se comparan las características tafonómicas de los gasterópodos.

Crinoideos

El grado de articulación, fractura, corrosión, incrustación, reorientación, compactación y disolución de 114 ejemplares de crinoideos se incluye en el anexo 5.

Los crinoideos presentan un bajo grado de articulación: 9% corresponden a placas sueltas y 91 % a fragmentos de columnas (Figura 21a). De estos ejemplares nueve se encuentran fragmentados y 105 están completos (Figura 21b). El 100 % de los crinoideos presenta corrosión en grados variables. El grado de corrosión fue ligero para el 9.8 % (2), media en 18.8 % (3), alta en 26.8 % (4) y muy alta para el 44.6 % (5) (Figuras 21c y 22a).

Se encontraron incrustantes en 14 ejemplares de crinoideos lo cual corresponde al 12.3 %, los crinoideos restantes (87.7 %) no presentaron incrustantes. Los incrustantes incluyen a briozoarios incrustantes (fenestélidos y rhombopóridos) y corales coloniales. *Fenestella* sp. está asociada a placas columnares de *Cyclocrista martini*. Los rhombopóridos se encuentran asociados a *Lamprosterigma mirificum*, *Lamprosterigma* sp. y *Heterostelechus keithi*. Colonias regulares y bien preservadas de corales con una altura de entre 5 y 6 mm se encuentran cubriendo completamente las columnas parcialmente preservadas de los crinoideos, dos de los cuales no pudieron ser identificados. El tercero pertenece a la especie *Lamprosterigma* sp. (Figuras 21d y 22b).

La acumulación de crinoideos muestra una clasificación pobre y están depositados sin ninguna orientación con respecto a la base del estrato. En la muestra utilizada para el cálculo de orientación los porcentajes obtenidos fueron de 46 % paralelos, 14 % cuasitransversal y 40 % transversales al estrato (Figura 21e).

El 100 % de los ejemplares exhibe disolución debida principalmente a una diagénesis secundaria, por lo cual los datos no son relevantes para el análisis fosildiagenético. En lo que respecta a una compactación durante la diagénesis primaria, 8.8 % no pudieron ser determinados debido a un alto grado de disolución secundaria, 40.3 % no fueron compactados y 50.9 % presentan compactación, siendo relevante que el 14 % se encuentran con una compactación muy alta originando que las columnas tuvieran una forma aplanada que dio como resultado que la forma circular original de las placas derivara en forma elíptica u ovoidal (Figuras 21f y 22c).

En el tafograma ternario se muestran las características tafonómicas que se presentaron en la acumulación de crinoideos (Figura 21g).

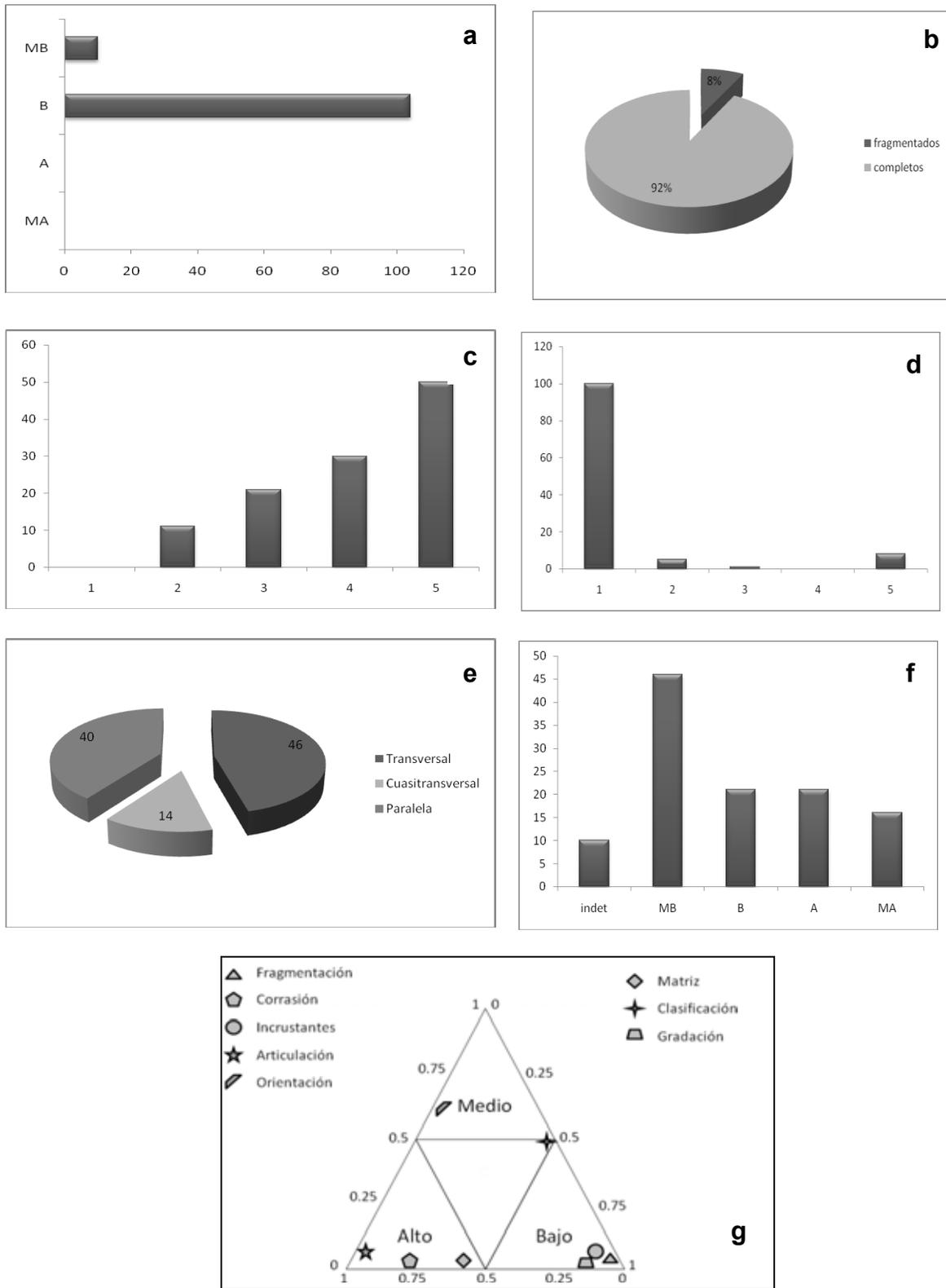


Figura 2.1. **a** grado de articulación en crinoideos: MA muy alta, A alta, B baja, MB muy baja; **b** grado de fragmentación en crinoideos; **c** grado de corrosión en crinoideos; **d** grado de incrustación en crinoideos; **e** orientación de los crinoideos con respecto a la base del estrato; **f** grado de compactación en crinoideos; **g** tafograma donde se muestran las características tafonómicas de los crinoideos.

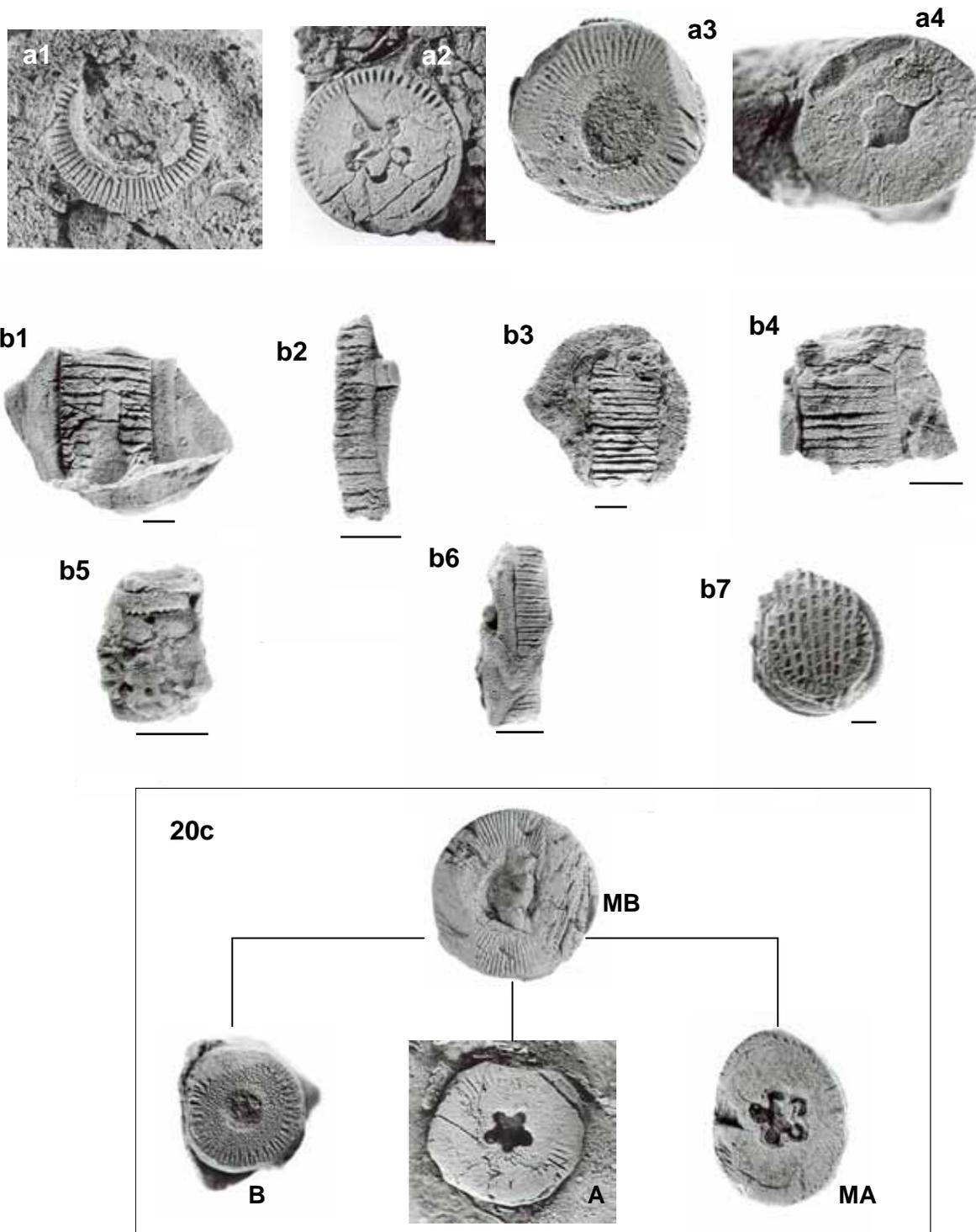


Figura 22. **a** índice de corrosión en crinoideos: **a1** abrasión menor de crenelas y bordes, **a2** crenulación reducida y abrasión en los bordes, **a3** crenulación casi indistinguible, bordes extensamente redondeados, **a4** crenulación removida bordes ampliamente redondeados; **b** epibiontes sobre crinoideos: **b1-b4** corales coloniales, **b5-b6** briozoarios rhombopóridos **b7** briozoarios fenestéllidos (*Fenestella* sp.) (La línea representa una longitud de 5 mm); **c** grado de compactación en crinoideos: MB sin compactación, B compactación lateral ligera, A bordes comprimidos, MA placa deformada en forma ovoidal.

Caracterización de tafofacies

Con base en las características biostratinómicas y fosildiagnéticas de los macroinvertebrados estudiados se desarrolló el siguiente modelo de tafofacies.

Tafofacies I

Descripción

Fauna dominante.- Crinoideos, tipo de esqueleto multielemental, composición calcita alta en magnesio.

Fauna asociada.- Representada por briozoarios rhombopóridos y fenestélidos (esqueleto arborescente, composición cálcica con bajo contenido en magnesio), braquiópodos espiriféridos y productidos (esqueleto bivalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio), fusulínidos (esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio) y algas.

Características tafonómicas.- Los crinoideos se encuentran desarticulados en columnas y placas columnares, la corrosión es de media a alta, el grado de incrustación es bajo. Los briozoarios están fragmentados y presentan un alto grado de corrosión, hay evidencia de arrastre. Los braquiópodos productidos se encuentran en posición estable (cóncavo hacia abajo), y algunos de los braquiópodos espiriféridos están desarticulados, el grado de corrosión es de III y IV. Los fusulínidos tienen una orientación aleatoria y presentan un alto grado de corrosión.

Bioestratinómicamente, la fauna muestra un bajo grado de condensación y de disolución por presión de unos restos contra otros, los ejemplares presentan una orientación aleatoria, y la roca de tipo rudstone carece de gradación.

Inferencias.- Retrabajo y transporte de los restos. Enterramiento lento en un ambiente de alta energía. Posible acumulación debida a un flujo de densidad de restos alóctonos.

Tafofacies I A

Descripción

Fauna dominante.- Fusulínidos, tipo de esqueleto univalvo, composición calcita con bajo contenido en magnesio.

Fauna asociada.- Briozoarios (esqueleto arborescente, composición cálcica con bajo contenido en magnesio), microforaminíferos uniseriales y biseriales (esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio), bioclastos de crinoideos (esqueleto multielemental, composición de calcita con alto contenido en magnesio), braquiópodos (esqueleto bivalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio) y trilobites (esqueleto multielemental, composición quitinosa).

Características tafonómicas.- Esta tafofacies incluye concentraciones fosilíferas soportadas por bioclastos, con una orientación caótica. Los fusulínidos presentan un alto grado de corrosión, un bajo grado de incrustación y algunos están fragmentados. Bioestratigráficamente la tafofacies está caracterizada por un bajo grado de disolución por presión y un grado medio de condensación de los restos. Los crinoideos, braquiópodos y trilobites se encuentran fragmentados y desarticulados. Las algas filoides muestran un alto grado de corrosión y evidencia de arrastre. Los ostrácodos están desarticulados con las valvas sin fragmentar. Roca tipo rudstone.

Inferencias.- La biota fue retrabajada debido a un transporte en un flujo de granos. El enterramiento fue rápido en un ambiente somero. Se trata de un conjunto sedimentológico de biota alóctona.

Tafofacies II

Descripción

Fauna dominante.- Fusulínidos, tipo de esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio.

Fauna asociada.- Representada por microforaminíferos (esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio) como *Stafella*, *Climacammina*, *Bradyina*, *Glovivalvulina* y *Endothyra*, ostrácodos, gasterópodos juveniles (*Euomphalus*) y bioclastos de braquiópodos (esqueleto bivalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio).

Características tafonómicas.- Las testas de los foraminíferos se encuentran prístinas, y mal clasificadas. La roca es de tipo wackstone-packstone.

Inferencias.- La biota es autóctona/parautóctona. El enterramiento fue rápido, en un ambiente somero con una baja energía y una alta tasa de sedimentación.

Tafofacies III

Descripción

Fauna dominante.- Braquiópodos, tipo de esqueleto bivalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio.

Fauna asociada.- Macroscópicamente es inconspícua, en sección delgada se observan ostrácodos (tipo de esqueleto bivalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio) y fusulínidos (tipo de esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio).

Características tafonómicas.- Los braquiópodos presentan un bajo grado de desarticulación y un muy alto grado de reorientación. El grado de corrosión depende de las características intrínsecas del grupo, resultando mayor en los productidos que en los espiriféridos. Los braquiópodos presentan un bajo grado de fragmentación. Los productidos se encuentran en posición estable (con la parte convexo hacia abajo), el resto de los braquiópodos se hallan orientados aleatoriamente, ya sea dispersos o anidados. Los ostrácodos están desarticulados pero las valvas se encuentran completas. Los fusulínidos tienen los bordes desgastados. Indicios de una diagénesis temprana.

Inferencias.- Se infiere un transporte de los restos en un flujo abrasivo turbulento, en un ambiente somero y con una exposición prolongada o episódica al flujo. Se trata de un conjunto de tipo sedimentológico de organismos alóctono.

Tafofacies IV

Descripción

Fauna dominante.- Gasterópodos, tipo de esqueleto univalvo, composición aragonítica.

Fauna asociada.- Inconspícua.

Características tafonómicas.- Los gasterópodos se encuentran dispersos y no muestran una orientación preferencial. El grado de corrosión es bajo y no hay evidencia de incrustación. La roca es de tipo wackstone.

Inferencias.- Representa un ambiente de baja energía, con un enterramiento rápido y cortos periodos de exhumación. Se trata de un conjunto de tipo autóctono/paraautóctono.

Tafofacies V

Descripción

Fauna dominante.- Esponjas, tipo de esqueleto masivo, composición aragonítica.

Fauna asociada.- Muy escasa representada por fusulínidos (esqueleto univalvo, composición cálcica con bajo contenido en magnesio) como parte del relleno sedimentario dentro de los túbulos.

Características tafonómicas.- Las esponjas presentan un bajo grado de abrasión y corrosión. No hay evidencia de fragmentación. La diagénesis primaria fue temprana. La acumulación es de tipo bafflestone.

Inferencias.- Organismos *in situ*, se trataba de un ambiente de baja energía con condiciones ambientales estables.

La relación entre la distribución de la biota, las microfacies y las tafofacies, así como la curva de nivel se muestran en la figura 23.

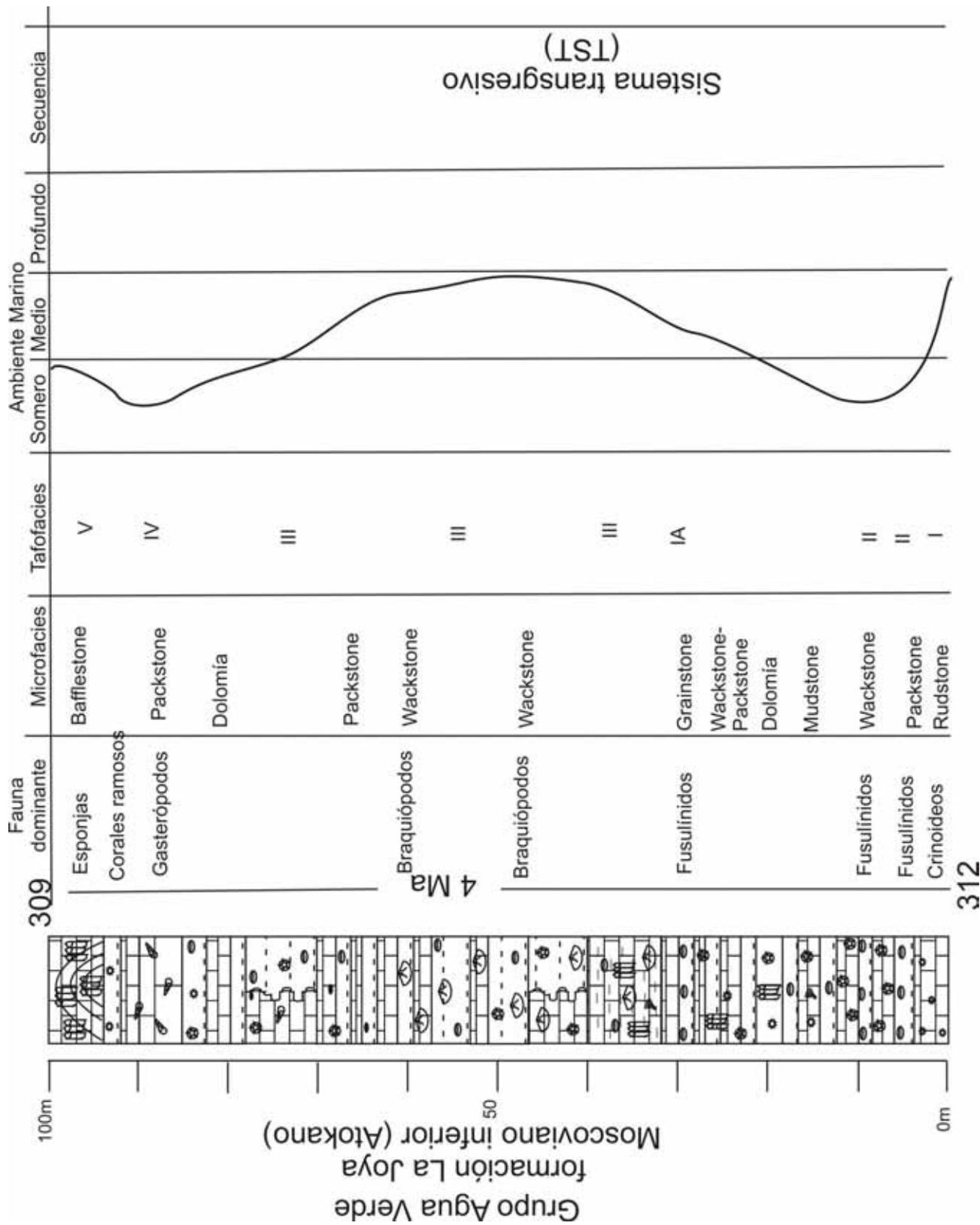


Figura 23. Esquema donde se muestra la fauna dominante, microfacies, tafofacies y la curva de variación de paleobatimetría representadas en la sección estudiada (TST Transgressive System Track).

Discusión

En los Estados Unidos, el subsistema Pensilvánico fue subdividido por Wilde (1990) en cinco pisos y 18 zonas de fusulínidos. En la formación La Joya el conjunto de fusulínidos representa a la Biozona A3 del subsistema de Wilde (1990), por lo cual la sección estratigráfica estudiada de 100 metros abarca un intervalo de ± 5 Ma que corresponde al Atokano (Moscoviano inferior). La sección representa un ciclotema típico del Pensilvánico, en un sistema de tipo transgresivo (High System Track) (Buitrón *et al.*, 2007; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008). La ciclicidad en esta localidad es fina, pues los ciclos se pueden observar en escalas de 1 a 5 metros, los cuales representan un promedio de 50,000 años o menos (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988).

La composición taxonómica de la formación La Joya es un ejemplo típico de la biota prevaleciente durante el Pensilvánico Tardío en plataformas carbonatadas someras de las regiones continentales medias, como las reportadas por Cheney (1940), Moore (1929, 1964), Olszewski y West (1997), Stensaas y Langerheim (1960), Stevens (1971) y Toomey (1972).

Diagénesis

Los cambios diagenéticos que ocurren en un sedimento están en función de la presión, temperatura, las condiciones del movimiento de los fluidos a través del sedimento y la naturaleza fisicoquímica del sedimento original (Lucia, 1962).

La preservación de los fósiles depende de la naturaleza e intensidad de los procesos tafonómicos que afectaron a los organismos, y está en relación con tres factores principales que son la morfología del esqueleto, los factores ambientales y el efecto temporal (Nebelsick, 1999).

Tanto *Chaetetes* como *Donaldina* poseían un esqueleto formado por aragonita, una forma metaestable del CaCO_3 que raramente se preserva en el registro geológico. La calcita es más estable que la aragonita; *Lophopyllidium* y los crinoideos tenían un endoesqueleto formado por calcita alta en magnesio la cual es una forma menos estable que la calcita baja en magnesio la cual constituye el esqueleto de los fusulínidos, *Syringopora*, los briozoarios

y los braquiópodos (Tucker, 1991).

En la formación La Joya los restos orgánicos fueron preservados por un proceso de silicificación.

El sílice puede ser de origen biogénico, volcánico o evaporítico (Allison y Briggs, 1991). En los mares actuales la mayor cantidad de sílice disuelto derivado de la meteorización de rocas silicatadas entra por la descarga de los ríos, el sílice proveniente de hidrotermales submarinas representa solo el 10% de todo el sílice disuelto y el transporte de partículas de polvo por viento provee el 8 % (Kidder y Erwin, 2001). Estos autores proponen que los organismos síliceos son los principales responsables del depósito de sílice, que forma el pedernal marino y también de los fósiles reemplazados por sílice a lo largo del Fanerozoico.

En la Sierra Agua Verde se tiene la presencia de esponjas y en algunos estratos se observan radiolarios por lo cual puede adjudicarse a estos organismos, como la fuente de aporte de sílice que permitió la conservación de la biota.

La silicificación de los fósiles consiste en la formación de moldes más que un reemplazamiento simultáneo de sílice y remoción de carbonato. El proceso que conlleva la silicificación fue estudiado por Boyd y Newell (1972) en Wyoming, durante este proceso los esqueletos calcáreos son removidos de la matriz por un blanqueamiento (“leaching”) selectivo, cuando se completa la remoción, la matriz es lo suficientemente sólida como para que los moldes de los fósiles no se cierren por compactación y permitan el relleno por precipitación de sílice.

El proceso de silicificación puede ocurrir en cualquier momento posterior al enterramiento, los fósiles generalmente se preservan durante la diagénesis temprana, pues si este fenómeno ocurre de manera posterior a la litificación de la roca hospedera, los fósiles presentan una silicificación incompleta, y son fácilmente disgregados en ácido (Schubert *et al.*, 1997).

La secuencia diagenética del sílice es: ópalo-A (oozes síliceos biogénicos) → ópalo-A' (sílice amorfo no biogénico) → ópalo CT (Cristobalita-Tridimita) → cuarzo criptocristalino (calcedonia) → cuarzo microcristalino; esta transformación está acompañada por reacciones de disolución-reprecipitación. (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985). Conforme la reacción continúa, el sílice movilizado puede formar

capas o nódulos de pedernal o fósiles reemplazados por sílice (Kidder y Erwin, 2001).

Los depósitos silíceos permanecen por más tiempo en el ambiente marino, cuando la circulación de los océanos es relativamente vigorosa y hay fuertes corrientes de surgencia con una distribución amplia; son más escasos e inconspicuos cuando los océanos se encuentran estratificados o cuando la circulación es relativamente débil (Kidder y Erwin, 2001).

Los nódulos de pedernal fueron comunes en aguas someras carbonatadas del Silúrico al Cretácico. Las evidencias sugieren que el sílice de los nódulos de pedernal de las plataformas del Paleozoico Medio al Mesozoico se originó a partir de espículas de esponjas, y que los nódulos de pedernal se formaron típicamente en sedimentos que permanecieron largo tiempo sin cementar (Maliva *et al.*, 1989).

Tafofacies

Los modelos de tafofacies intentan relacionar patrones de preservación consistentes como la proporción de articulación, fragmentación, abrasión, corrosión y diagénesis primaria con parámetros medioambientales como la turbulencia y el grado de sedimentación (Brett, 1995).

Basándose en los grados de las características biostratinómicas y fosildiagénicas de los macroinvertebrados estudiados, para la formación La Joya se desarrolló el siguiente modelo de tafofacies.

Tafofacies I

La tafofacies I está caracterizada por restos de crinoideos desarticulados que carecen de orientación hidrodinámica. Se trata claramente de un flujo de detritos, de una acumulación de tipo sedimentológico, donde la acumulación neta de sedimentos era baja. Los braquiópodos desarticulados y en posición hidrodinámica estable corroboran el transporte de los restos. Por otra parte los briozoarios, que son organismos coloniales arborescentes, fueron altamente sensibles a la fragmentación y buenos indicadores de transporte local, pues permanecen poco tiempo sobre el fondo oceánico sin sufrir procesos de abrasión (Speyer y Brett, 1986). Posteriormente hubo un aumento en la energía del ambiente y ocasionó el acomodo caótico de los elementos (Nebelsick y Kroh, 2002). En la

ausencia de una alineación unidireccional se impide determinar la dirección de la paleocorriente. Los altos grados de desarticulación sugieren una residencia suficiente sobre el fondo marino, que permitió el decaimiento del tejido blando, y un extenso retrabajo y transporte que ocasionó una selección hidrodinámica (Twitchett *et al.*, 2005).

Tafofacies IA

El alto grado de corrosión, la orientación aleatoria y la poca cantidad de matriz (roca tipo rudstone) demuestran que hubo transporte de las testas en un flujo de granos. El tipo de características tafonómicas que presenta el conjunto, indica una acumulación de tipo “time-averaging” (Murray y Alve, 1999), en un ambiente relativamente somero donde las testas fueron transportadas por un flujo de gravedad, con un alto grado de sedimentación y un enterramiento rápido. Se trata de un conjunto sedimentológico de organismos alóctonos.

Tafofacies II

La tafofacies II está caracterizada por organismos tanto adultos como juveniles que se encuentran bien preservados. Estas características tafonómicas muestran que se trata de conjuntos indígenas o conjuntos transportados a corta distancia (Holcova, 1999). En el estrato estudiado se considera que los fusulínidos están casi *in situ* y que se trata del biotopo de los fusulínidos (Vachard, 2004 comp. pers.). Dada la conservación tan excepcional de los fusulínidos se infiere un ambiente donde no hay oleaje o tormenta. La concurrencia de foraminíferos bentónicos y ostrácodos revela una disminución de la oxigenación de las aguas de fondo (Wetzel y Meyer, 2006). Se trata de una acumulación de tipo sedimentológico de organismos autóctonos-paraautóctonos.

Tafofacies III

La historia deposicional de esta tafofacies es compleja, e incluye periodos de sedimentación episódica. Las valvas anidadas indican una rápida depositación y están asociadas a ambientes de alta energía, y el alto grado de corrosión revelan un transporte extenso de los organismos. La articulación de las valvas se debe a las características intrínsecas de los braquiópodos. La corrosión es mayor en los productidos pues los demás braquiópodos presentan una valva más gruesa. El producto de esta acumulación es un

intenso retrabajo y selección. Se trata de una acumulación de tipo sedimentológico de organismos alóctonos.

Tafofacies IV

Es una concentración fosilífera internamente simple, que consiste en una acumulación de tipo sedimentológico de organismos autóctonos paraautóctonos en un ambiente de muy baja energía, con exhumaciones periódicas y alta tasa de sedimentación.

Tafofacies V

La tafofacies V corresponde a una concentración biogénica de fauna autóctona, que habitó por debajo de la zona infralitoral, con ausencia de pulsos de turbulencia. Por el tipo de esqueleto de los organismos (delgados túbulos paralelos) se infiere un relleno temprano de las cavidades y una sedimentación lenta. Los procesos fosildiagenéticos se iniciaron antes del enterramiento total del organismo y evitaron procesos posteriores de tipo destructivo.

Características tafonómicas por taxón

El potencial de preservación de un conjunto fósil está influenciado por factores intrínsecos y extrínsecos. Los factores extrínsecos (tiempo de enterramiento y retrabajo, tipo de sustrato, temperatura, química del agua entre los poros, oxigenación del agua de fondo) han sido relativamente bien estudiados. El papel de los factores intrínsecos en el control de la preservación de un conjunto fósil, como la inherencia de la durabilidad del esqueleto y la dinámica de poblaciones, la variación específica de cada taxón en la mineralogía y/o microestructura resultan en diferentes grados de destrucción. Best y Kidwell (2000) concluyeron que los factores extrínsecos ejercen un efecto cualitativo dominante sobre las variables tafonómicas, mientras que los factores intrínsecos afectan solo la intensidad de las variables tafonómicas, en ambientes mixtos siliciclásticos-carbonatados.

El bajo grado de disolución biogénica y química que presentan todos los taxones es explicable debido a la ausencia de organismos infaunales, pues de acuerdo con Allen (1982) los mayores grados de disolución se dan donde las faunas bénticas están bien

desarrolladas incluyendo una infauna activa. La bioturbación sirve para incrementar la difusión y por tanto aumenta la disolución del material esquelético enterrado, particularmente donde los poros de agua están infrasaturados con respecto a los carbonatos. El mayor grado de disolución lo presentan los braquiópodos, debido a las características de la acumulación esta disolución fue de tipo mecánica por arrastre de los restos.

Fusulínidos

Debido al tamaño de los fusulínidos algunos procesos y alteraciones tafonómicas son diferentes comparados con los descritos para los macrofósiles. El estudio tradicional de estos foraminíferos es por medio de secciones delgadas, pues sus características diagnósticas se describen con base en la estructura y naturaleza de la pared de la testa y el arreglo interno de las cámaras.

El primer tipo de depósito de fusulínidos, está constituido por testas bien preservadas, mal clasificadas, y donde se preservan tanto formas juveniles como adultos. El estudio indica un conjunto que no ha tenido un transporte pos-mortem, conjuntos indígenas o conjuntos transportados a corta distancia (Holcova, 1999). En el estrato estudiado se considera que los fusulínidos están casi *in situ* y que se trata del biotopo de los fusulínidos (Vachard, 2004 comp. pers.). Los foraminíferos más pequeños presentes son vágiles y comprenden los géneros *Climacammina*, *Bradyina*, *Glovivalvulina* y *Endothyra*, siendo el género más abundante *Glovivalvulina*.

Todas las familias de foraminíferos tienen una preservación semejante por lo que no hay un espectro gradacional de preservación que se relacione a la microestructura de la testa, a excepción de los estafélidos que muestran calcita espática en algunas áreas.

Las testas de los fusulínidos recolectadas a 9.5 m de la base muestran que se rellenaron cuando en algunas de ellas estaba presente parte del protoplasma. La presencia de partes blandas durante el enterramiento y su biodegradación se advierte por la presencia de piritita ya que de acuerdo a Cozar (2003) se necesita la presencia de materia orgánica para la reducción del hierro.

En el segundo tipo de depósito de fusulínidos, se encontró que el 92 % de las testas estaban libres de incrustantes y, la ausencia de pequeños foraminíferos incrustantes, indica que las condiciones ambientales no fueron adecuadas para su desarrollo. Esto se debe a que

los incrustantes solo pueden colonizar las testas después de la muerte del organismo, cuando el protoplasma ya no se encuentra presente. La baja presencia de epibiontes es indicador de poco tiempo de residencia de las testas sobre el sustrato y por tanto un enterramiento rápido (Hageman *et al.*, 2004).

La mayoría de los fusulínidos de la formación La Joya están mal preservados con los canales septales erosionados y mal definidos en la espiroteca y anteteca.

El alto grado de corrosión, la orientación aleatoria y la poca cantidad de matriz (roca tipo rudstone) indican que hubo transporte de las testas en un flujo de granos. El desplazamiento de una testa vacía es simplemente una función del tamaño, forma, y densidad de la misma (Severin y Lipps, 1989). Debido a su pequeño tamaño los foraminíferos bentónicos son especialmente propensos a procesos de perturbación como es el transporte (Jorissen y Wittling, 1999), y a ser removidos fácilmente sin necesidad de gran energía (Cozar, 2003) ya sea por corrientes superficiales o de fondo (Murray, 1991).

Las testas con alta corrosión y sin clasificar, generalmente provienen de ambientes relativamente someros, pero la interpretación es ambigua pues puede tratarse de testas retrabajadas o transportadas en flujos de gravedad ("bedload") (Holcova, 1999).

Respecto a la fosildiagénesis, el grado de empaquetamiento y disolución en este conjunto están muy relacionados, pues en este caso particular la disolución se debe a procesos de compactación de un fusulínido contra otro, más que por compactación de la roca durante la diagénesis primaria. Esto es evidente especialmente en relación a la gran cantidad de fusulínidos presentes que se encuentran en contacto unos con otros debido a la poca cantidad de matriz.

Conjuntos con este tipo de características tafonómicas representan contribuciones de tipo "time-averaging" (Murray y Alve, 1999). El "time-averaging" incluye la condensación, mezcla temporal, reciclaje de bioclastos dentro y fuera de la zona tafonómica activa, y la acumulación y mezcla de cohortes sucesivas de organismos ocupando el mismo espacio en diferentes tiempos (Edinger *et al.*, 2001). Los procesos posmortem más significativos fueron el transporte y la destrucción por corrosión.

Se trata de un conjunto politípico con una biofábrica de medianamente a densamente empacada, en un depósito lateralmente continuo y extendido (capas de menos de 10 cm), con una estructura interna simple.

De acuerdo a la clasificación de Kidwell y colaboradores (1986) se trata de una concentración de tipo sedimentológico, resultado de un proceso de acumulación de tipo hidráulico de elementos alóctonos, que corresponde al modelo tipo III de conjuntos transportados propuesto por Johnson (1960).

Esponjas

El esqueleto de las esponjas se secreta a lo largo de la vida del organismo y los procesos ambientales lo afectan, ambos constituyen agentes que afectan la preservación del organismo, por lo que los procesos tafonómicos tempranos son difíciles de distinguir de los procesos ecológicos y la frontera entre uno y otro en este caso es impreciso (Rodríguez, 2004).

Los ejemplares de esponjas se encuentran en posición de vida ya que están orientados con un crecimiento en dirección ascendente y externa, separándose del sustrato, con superficies de crecimiento convexas marcadas por cuasitábulas y por un aumento numérico en los túbulos desde el núcleo de crecimiento inicial hasta la superficie externa. Se trata por tanto de un conjunto de organismos de tipo autóctono.

No hay evidencia de transporte pues los ejemplares se encuentran completos, sin reorientación y sin fragmentación (Rodríguez, 2004).

Este tipo de conservación sugiere la ausencia de exhumación y sin reorientación por pulsos de turbulencia, es decir por un crecimiento sin perturbaciones (Kershaw y West, 1991). No hay ejemplares fragmentados ni presión de solución en los bordes, que distorsionen el número de ejemplares como en el caso de estromatopóridos de Suecia (Kershaw, 1990).

Los organismos que poseen un esqueleto con cavidades internas permiten que estas sean rellenadas por cementantes en una fase temprana y por tanto facilitan una diagénesis rápida. Esta se inicia muchas veces antes de que se dé el proceso de enterramiento. Debido a lo anterior los esqueletos resultan ser muy resistentes a los fenómenos de compresión y fragmentación durante la diagénesis. La probabilidad de compresión y fragmentación también está relacionada con la morfología, puesto que las formas cóncavas presentan una mayor resistencia a estos procesos (Rodríguez, 2004).

En sección delgada no se observa la presencia de pirita u otros residuos minerales,

por lo que no hay relictos de degradación, lo cual implica que el enterramiento fue lento sin que el organismo vivo quedara atrapado en el interior, en una zona de aguas con buena circulación y oxigenación que no propiciaron la actividad de bacterias anaerobias (Said, 2005).

Kidwell y colaboradores (1986) no consideran a los arrecifes ni a otras construcciones biológicas en su discusión y clasificación de concentraciones fósiles. Esto es debido a que, aunque los arrecifes y otras construcciones biológicas en términos estrictos son concentraciones de esqueletos, la nomenclatura y descripción de los bafflestone es totalmente distintiva e inapropiada para aplicarla a otras concentraciones fósiles como son las conformadas por organismos terrestres y por organismos bentónicos marinos (Heckel, 1974).

Aplicando los parámetros utilizados por Kidwell y colaboradores (1986) para definir una concentración fósil, en las esponjas de la formación La Joya, éste se trata de un conjunto (“assemblages”) autóctono, monotípico, con orientación unimodal, con geometría en capas y una estructura interna simple, estas características concuerdan con un tipo de concentración biogénica intrínseca.

Sin embargo no todos los bafflestone pueden ser clasificados como concentraciones biogénicas pues cada uno tiene características únicas y particulares.

Para poder proponer una clasificación de concentraciones fósiles a cualquier tipo de bafflestone, se necesitan estudiar a los diferentes tipos de organismos que los construyen (composición taxonómica), la biofábrica, la estructura interna y la geometría del depósito. Y sobretodo realizar estudios en construcciones tipo bafflestone de organismos recientes (estudios actuotafonómicos) para posteriormente aplicar los resultados al registro fósil. En los organismos que conforman las estructuras tipo bafflestone, son difíciles de estudiar porque la mayoría de estos taxones muestran una alta plasticidad ecofenotípica.

Braquiópodos

La historia de las valvas de los braquiópodos después de su muerte, está relacionada con aspectos sobre la morfología funcional del mecanismo de la charnela, la estabilidad hidrodinámica, los patrones de fractura y la mecánica comparativa entre la valva braquial y dorsal (Alexander y Gibson, 1993).

En estudios actuotafonómicos se ha concluido que la desarticulación no es una simple función de la energía del agua o la distancia del transporte, sino que está influenciada por el hábito de vida, la cantidad de tejido conjuntivo y el decaimiento orgánico antes del retrabajo físico. Del conjunto estudiado el 58.74% de los ejemplares se encuentran articulados y 36.5% desarticulados. La desarticulación de las conchas ha sido atribuida a un retrabajo físico, particularmente el transporte, en general la desarticulación decrece con la disminución de la energía del agua. A pesar del alto grado de corrosión y transporte, el alto grado de articulación de los braquiópodos puede explicarse debido a que la susceptibilidad a la desarticulación también es función de la eficiencia del sistema de unión, pues las charnelas de algunos braquiópodos debieron de romperse antes que las valvas puedan separarse (Kidwell y Bosence, 1991).

Hay una gran variación en la distancia de transporte necesaria para producir el mismo grado de desarticulación entre diferentes especies de braquiópodos, lo cual se atribuye a la dificultad de separar las valvas que presentan una charnela de tipo cirtomatodonta en comparación con una charnela tipo deltiodonta. Los rinconélidos y espiriféridos tienen una charnela cirtomatodonta, los órthidos y estrofoménidos son deltiodontes (Alexander, 1990).

Los cirtomatodontes necesitan que se rompan los dientes para que las valvas se desarticulen, así que presentan una menor desarticulación en comparación con los deltiodontes aunque hayan experimentado el mismo grado de transporte (Alexander, 1990).

Sin embargo, en los ejemplares estudiados no se observó una diferencia entre el grado de desarticulación que presentan los braquiópodos con charnela cirtomatodonta (*Cleiothyridina* sp., *Composita* sp., *Neospirifer* sp., *Punctospirifer* sp. y *Anthracospirifer* sp.), en comparación con los que poseen charnela deltiodonta (*Dictyoclostus* sp., *Antiquatonia coloradoensis* y *Linoproductus* sp.).

De los braquiópodos estudiados 32% presentan una fragmentación, cuya interpretación es ambigua pues ésta puede ser de origen biológico o hidráulico (Kidwell y Bosence, 1991).

Se aprecia una corrosión diferencial entre los braquiópodos: los que tenían espinas tienen una corrosión mayor (IV), en comparación con los que no las tenían, éstos últimos conservan todavía una microornamentación lo que equivale a una corrosión de grado III.

En cambio los braquiópodos productidos conservan la cicatriz de las espinas pero han perdido la microornamentación. La diferencia en la preservación de los braquiópodos es resultado de diferencias biológicas intrínsecas entre los diferentes grupos de braquiópodos, pues se asume que experimentaron procesos biostratinómicos extrínsecos similares.

El factor intrínseco preponderante es el grosor de las valvas, las valvas más delgadas mecánicamente son más débiles y por lo tanto más propensas a la fragmentación ya sea durante la saltación y tracción o durante la compactación de los sedimentos después del enterramiento (Alexander, 1990).

En un braquiópodo productido se encontró una microhoradación circular de 0.6 mm de diámetro. En la actualidad las perforaciones subcirculares en braquiópodos de entre 0.5 a 1 mm de diámetro son causadas por gasterópodos carnívoros especialmente naticidos y murícidos (Ruggiero, 1990).

La ausencia de una orientación preferencial y el arreglo de braquiópodos en anidamiento son indicadores de un flujo turbulento (Tomasovych, 2004). Los factores ambientales que pueden influenciar la distribución en anidación pueden ser diferencias en la turbidez cerca de la interfase agua-sedimento y/o variaciones en la textura y firmeza del sustrato (Beus, 1990). Los procesos sedimentológicos que ocurren justo antes del enterramiento, determinan la orientación de descanso final de una valva cóncavo-convexa (Savarese, 1994). La orientación de las valvas cóncavo-convexas en posición estable, con el lado cóncavo hacia abajo se interpreta como un depósito de turbidez o flujo de masas (Kidwell y Bosence, 1991; Messina y Labarbera, 2004), pues los procesos que transportan sedimentos en tracción producen una orientación más estable (Savarese, 1994).

Las capas dominadas por valvas con la convexidad hacia arriba, también han sido interpretadas como conjuntos de tipo "time-averaging" (Savarese, 1994).

Se encontró que los braquiópodos fueron transportados, por lo que debió existir una corriente mayor o igual a 11 a 15 cm/seg, que es la velocidad mínima necesaria para transportar conchas de terebratúlidos (Menard y Boucot, 1951). El flujo de masas es el mecanismo más efectivo de transporte de restos en gran abundancia o a grandes distancias, por lo que los conjuntos alóctonos son más comunes en declives escarpados o ambientes episódicos de alta energía.

Representa un conjunto politípico, con una biofábrica altamente dispersa, en un

depósito lateralmente interdigitado y una estructura interna compleja.

De acuerdo a la clasificación de Kidwell y colaboradores (1986) se trata de una concentración de tipo sedimentológico, resultado de un proceso de acumulación de tipo hidráulico de elementos alóctonos, que corresponde al modelo tipo III propuesto por Johnson (1960) de conjuntos transportados.

Gasterópodos

Los grados tafonómicos son indicadores de la cantidad de retrabajo en los organismos. La escasa corrosión en los gasterópodos indica un tiempo mínimo de exposición de los restos en la interfase agua-sedimento (Brett y Baird, 1986), y también poca perturbación posmortem pues el transporte de los restos ocasiona abrasión física (Olsewski y West, 1997).

La orientación aleatoria puede ser indicadora de ambientes de baja energía (Salazar-Jiménez *et al.*, 1982), de sustratos bioturbados (Toots, 1965) o de enterramiento en un flujo de granos (Wider, 1968). En el conjunto estudiado no hay evidencia sedimentológica que demuestre bioturbación o de flujo de granos, por lo cual la orientación aleatoria y sin imbricación de los ejemplares indica la ausencia de una corriente en un ambiente de baja energía.

El bajo grado de fragmentación de los organismos y la fracturación en una zona preferencial, la cual corresponde a la espira que es el punto más débil del esqueleto, pueden ser evidencia de que las conchas estuvieron sujetas a retrabajos episódicos y expuestas a cortos periodos de exhumación (Brett y Baird, 1986).

La mala clasificación de los aloquímicos muestra que se trata de un conjunto sin perturbación, pues la presencia de conchas pequeñas (juveniles) junto a conchas grandes (adultos) sugiere una población paraautóctona, que no ha sido sometida a procesos destructivos (Olsewski y West, 1997).

De acuerdo al grado tafonómico intermedio A/B de la acumulación de gasterópodos en la formación La Joya se interpreta, que los organismos tuvieron una mínima perturbación *postmortem* relacionada a poco retrabajo y escasa transportación y, que el depósito se dio en una zona de baja energía. El tiempo de resolución temporal es escaso, se trata por lo tanto de un depósito de corto tiempo, indicado por la gran cantidad de matriz y

la ausencia de gradación (Brandt, 1989), sin embargo hay que considerar que se ha demostrado a través de estudios actinotafonómicos en moluscos, que puede haber una diferencia de miles de años entre la edad de los organismos que se encuentran juntos en un mismo estrato (Flessa y Kowalewski, 1994; Kowalewski *et al.*, 1998).

Se trata de un conjunto monotípico, con una biofábrica altamente dispersa, y una estructura interna simple.

De acuerdo a la clasificación biostratinómica de las concentraciones de esqueletos propuesta por Kidwell y colaboradores (1986) estos atributos tafonómicos caracterizan a un conjunto de tipo sedimentológico, que corresponde a una acumulación de partes duras durante un periodo de sedimentación neta baja, que origina la acumulación de especímenes autóctonos-paraautóctonos que han sido retrabajados en cierto grado, pero que no han sido transportados fuera de su hábitat original y que corresponde al modelo II propuesto por Johnson (1960).

Crinoideos

Los equinodermos muestran un esqueleto con gran variedad de formas y de potenciales de preservación, lo cual se ha visto reflejado en el incremento del número de estudios concernientes a taxones de equinodermos específicos o a los procesos tafonómicos que los afectan (Nebelsick, 1999).

Dentro de los aspectos significativos de la tafonomía de los crinoideos se incluye el potencial de transporte de los osículos, el potencial tafonómico diferencial intrínseco de los clados y los procesos de preservación (Ausich y Sevastopulo, 1994).

De acuerdo a la división propuesta por Brett y colaboradores (1997) los crinoideos se encuentran dentro del grupo tafonómico TIPO 2, donde se incluye a los equinodermos que tienen partes que se conservan más tiempo articuladas (articulaciones musculares) y otras que se pierden por desarticulación. Debido a la variación en la construcción de esqueletos los equinodermos del tipo 2, presentan una gran variedad de grados tafonómicos.

Los diferentes clados de crinoideos tienen diferentes susceptibilidades a la desarticulación. El espectro de resistencia es: camerata-dispárida-cládida-flexibilia, siendo los camerata los más resistentes y los flexibilia los menos resistentes a la desarticulación (Meyer *et al.*, 1990).

En la formación La Joya los restos de crinoideos están representados por fragmentos de columnas y placas columnares desarticuladas, y no se encuentran preservados fragmentos del cáliz ni brazos, por lo tanto no es posible asignarlos a un clado en particular y no puede inferirse el grado de resistencia a la desarticulación; sin embargo, el decaimiento indica que se efectuó la desarticulación en brazos y cáliz y, que hubo un rompimiento de los ligamentos intercolumnares, generando noditaxas, con conservación de los ligamentos de los internodales. Algunos autores (Laudon, 1957; Meyer y Meyer, 1986); sin embargo, han sugerido que la ausencia de cálices puede ser producto de la remoción selectiva por depredadores más que por efectos tafonómicos. Sin embargo, esta hipótesis necesita más estudios para ser confirmada.

Si la muerte de los crinoideos no es seguida de un enterramiento rápido, el decaimiento llevará a una rápida desarticulación del esqueleto (Twitchett *et al.*, 2005). La secuencia de decaimiento general esperada para los crinoideos si poseen brazos con músculos es 1) crinoideo completo 2) brazos desarticulados, columna completa y 3) crinoideo totalmente desarticulado (Ausich y Baumiller, 1993). La desarticulación de los crinoideos no es aleatoria, y se interpreta como el resultado de la autotomía y/o el decaimiento posmortem, ambos consecuencia de la organización del tejido blando (Baumiller y Hagdorn, 1995). El plano preferido de fragmentación corresponde a la synostosis, que es la articulación entre un nodo y el internodo distal, generando la desarticulación de la columna en noditaxis mientras que, las otras articulaciones permanecen intactas por varios días más (Baumiller y Ausich, 1992; Baumiller *et al.*, 1995).

Los efectos de la perturbación física sobre equinodermos fueron estudiados por Kidwell y Baumiller (1990). Los resultados experimentales con ejemplares actuales indican que los equinoideos recientemente muertos permanecen articulados a través de horas de perturbación física, mientras que los equinoideos en decaimiento se desarticulan rápidamente después de la perturbación física.

Los osculos son resistentes a la fragmentación, y la abundancia de placas en un conjunto es el resultado de procesos bioestratinómicos, como la selección hidrodinámica y el retrabajo (Twitchett *et al.*, 2005).

La calidad de la preservación es un índice pobre de transporte posmortem, y el

estado de la desarticulación de los esqueletos multielementales es una guía poco confiable de la distancia de transporte o de la energía del retrabajo. La desarticulación refleja el intervalo de tiempo entre la muerte y la perturbación física. La perturbación puede ser en forma de transporte fuera del hábitat, rodamiento dentro del hábitat, exhumación por erosión o manipulación por organismos, y la desintegración de los esqueletos depende principalmente de la temperatura (Kidwell y Baumiller, 1990).

Debido a su porosidad las placas de los crinoideos (de 29 a 69 % del volumen de las placas) dan como resultado que sean hidráulicamente ligeras y pueden ser transportadas y redepositadas por corrientes y olas orbitales de velocidades tan bajas como 16 cm/s. Esta facilidad de movimiento, implica que abundantes cantidades de detritos de crinoideos sean removidos con frecuencia, resultando inestables y que puedan ser retrabajados por movimientos de agua de relativa baja velocidad, lo cual impide el establecimiento de otros invertebrados (Ginsburg, 2005). La orientación y procesos de transportación de partículas cilíndricas es muy complejo (Schwarzacher, 1963).

La corrosión es el factor que más alteró la superficie de las placas de los crinoideos de la formación La Joya, ocasionando la destrucción de las características de la superficie, incluyendo la reducción e incluso la remoción de las crenulas. La abrasión puede ser originada por transporte o como consecuencia de la agitación de las partículas sedimentarias *in situ* ocasionada por olas o corrientes. El alto grado de abrasión puede ser explicado por un ambiente de alta energía (Nebelsick, 1999). El alto grado de corrosión en los osículos es más factible que se deba a transporte, y puede ser interpretado como evidencia de transporte del material pendiente abajo, incrementándose el daño durante el proceso (Meyer y Meyer, 1986).

La incrustación es otra característica tafonómica presente en los crinoideos de la formación La Joya. La incrustación pudo haber ocurrido cuando el organismo estaba vivo o después de su muerte. Las interacciones bióticas entre los crinoideos y sus epibiontes no puede demostrarse en la mayoría de los registros fósiles (Gluchowski, 2005). Los epibiontes aquí reportados no presentan hábitos parasitantes y no hay evidencia de deformación o inhibición de las funciones del crinoideo por acción de los epibiontes.

La colonización por el briozooario *Fenestella* sp. con *Cyclocrista martini*, se dio después de la muerte del crinoideo, pues el epibionte se desarrolló sobre la superficie de

unión entre las placas, indicando que éste se estableció después de la desarticulación de los noditaxis. En uno de los ejemplares de *Lamprosterigma mirificum* el briozooario rombopórido se encuentra creciendo de forma envolvente alrededor de la columna del crinoideo, lo cual indica una asociación en vida, pues la frágil estructura del briozooario presenta una muy buena preservación, lo que descarta la posibilidad de que el crecimiento alrededor del tallo se debiera al rodamiento de la columna desarticulada sobre el sustrato. El crinoideo no muestra respuesta patológica a la presencia del epibionte. En los demás casos no es posible definir si la colonización se dio antes o después de la muerte del hospedero, pues existen pocos criterios para distinguir entre una y otra.

Para el caso de la asociación entre los corales y los crinoideos, tampoco es posible identificar si la asociación fue en vida o muerte del hospedero, pues los corales se encuentran envolviendo por completo las columnas de crinoideos. Las larvas de los corales pudieron establecerse sobre los crinoideos después de muertos, cuando ya formaban parte del sustrato o establecerse cuando los crinoideos estaban vivos. La presencia de un sobrecrecimiento en las columnas de crinoideos es la respuesta de los organismos vivos, y aunque en los fósiles se observa un espacio relleno de sedimento entre el límite de la columna y la base de los corales esta no es evidencia suficiente para distinguir el tipo de asociación establecida.

En las asociaciones en vida se presentaron probables relaciones de comensalismo oportunista con una distribución selectiva, en tanto que en asociaciones con organismos muertos se trató de la utilización de éstos como sustrato duro debido a su disponibilidad en comunidades de epifauna suspensívora.

En cuanto a la fosildiagénesis algunas columnas circulares han sido comprimidas y han adoptado una forma elíptica, sin embargo en ningún otro taxón hay evidencia de este tipo de deformación.

Debido a que no hay sedimentos recientes en los cuales los crinoideos sean los contribuyentes dominantes, se carece de análogos modernos directos para el estudio de los procesos de depósito de los sedimentos de crinoideos antiguos (Meyer y Meyer, 1986).

Al parecer no hay una correspondencia directa entre la densidad de los crinoideos vivos y la contribución de osículos de crinoideos al componente de esqueletos bentónicos en sedimentos adyacentes. El patrón de distribución más bien se explica por la topografía

local y los factores hidrodinámicos (Llewellyn y Messing, 1993), pues al parecer los restos desarticulados de crinoideos comúnmente son enterrados cerca del sitio donde vivían (Ausich *et al.*, 1999).

En comunidades actuales los crinoideos se establecen en zonas con dorsales o crestas (Llewellyn y Messing, 1993; Meyer y Meyer, 1986) y, al morir sus restos se desplazan pendiente abajo, ya sea por transporte activo o gravitacional. Este desplazamiento puede explicar el alto grado de corrosión, aunque también puede deberse a retrabajo *in situ*, a un transporte lateral a pequeña escala o al extenso tiempo de exposición de los restos en la interfase agua sedimento. Sin embargo, la duración de la exposición y transporte requerido para producir los diversos grados de abrasión se desconocen (Llewellyn y Messing, 1993). Los restos de crinoideos transportados por flujos de sedimentos pueden tener una disposición horizontal, inclinada o vertical (orientaciones intermedias), (Donovan y Pickerill, 1995). El transporte a bajas velocidades resulta en especímenes orientados horizontalmente al plano de estratificación, cuando la velocidad del agua incrementa existe una alta probabilidad de transporte caótico, lo cual da como resultado la orientación irregular de los ejemplares (Nebelsick y Kroh, 2002).

La preservación de los crinoideos en la formación La Joya muestra que el proceso dominante fue el decaimiento y la desarticulación sobre la superficie del sedimento, seguido por una incorporación dentro del sedimento, probablemente con una combinación de la desintegración de los crinoideos pre-enterramiento sobre el suelo oceánico y otra post-enterramiento bajo los sedimentos. La orientación aleatoria (concordante, oblicua y perpendicular) indica que los restos de crinoideos fueron transportados por un flujo de sedimentos (Donovan y Pickerill, 1995). También pudo ocurrir que los detritos de los crinoideos actuaron como un sustrato móvil episódico y, que se enterraron algunos tallos de crinoideos antes de que la desarticulación fuera completa (Phelps y Droser, 2003). Este tipo de depósitos se considera que es típico de depósitos por tormentas (Parsons *et al.*, 1988). En la formación La Joya, sin embargo, no hay datos estratigráficos que sean consistentes con depósitos de tormentas o tempestitas (capas lenticulares, gradadas, con estratificación cruzada). La ausencia de estructuras sedimentarias internas y la orientación de los braquiópodos de forma cóncava hacia abajo son características de capas de tormenta que se presentan, las cuales fueron descritas por Kriesa (1981), hasta el momento es la única

referencia que se ha podido localizar sobre este fenómeno o proceso en la literatura.

La acumulación de los restos durante tormentas explica la ausencia de bioturbación dentro del estrato, la pobre clasificación de los componentes fósiles y la orientación aleatoria de las placas (Moffatt y Bottjer, 1999).

Los depósitos de encrinita generalmente se dan en ambientes de plataforma relativamente someros (Goebel, 1991; Phelps y Droser, 2003; Sandberg, 1982).

El depósito de crinoideos en la sección estudiada es continuo lateralmente, representa un conjunto politípico, con una biofábrica densamente empacada y una estructura interna compleja.

La acumulación de crinoideos corresponde a un tipo sedimentológico de acuerdo a la clasificación de Kidwell y colaboradores (1986), resultado de un proceso de tipo hidráulico de acumulación de elementos alóctonos.

Microfacies

Los análisis de las rocas en secciones delgadas de la formación La Joya muestran que se caracteriza por 12 microfacies (Figuras 13 y 14), algunas de las cuales se repiten a lo largo de la sección estudiada (Figura 18). Las microfacies conformadas por dolomía no son interpretadas, pues la dolomitización es un proceso secundario que oscurece los procesos primarios de sedimentación.

La sección comprende cuatro zonas del “Cinturón de Facies Estandar” propuesto por Wilson (1975), estos ambientes de depósito fluctúan de la zona de facies uno (ZF-1) a la zona de facies siete (ZF-7)

La base de la sección corresponde a un rudstone de crinoideos, indica un depósito de detritos que caracteriza el declive de la plataforma (ZF-4); posteriormente se presentan un packstone y un wackstone de fusulínidos, esto se interpreta como un ambiente lagunar (ZF-7); se continúa con un wackstone y un mudstone con bioclastos retrabajados de organismos bentónicos (ZF-4); el wackstone de radiolarios y el wackstone-packstone con radiolarios y bioclastos retrabajados corresponde al margen de la cuenca (Facies 3); las microfacies de grainstone, wackstone y wackstone-packstone de fusulínidos se correlaciona con un ambiente lagunar (ZF-7); el packstone de bioclastos y detritos es interpretado como

ambiente de declive de la plataforma (ZF-4); las microfácies de packstone de fusulínidos y packstone de gasterópodos son indicadoras de un ambiente lagunar (ZF-7); finalmente el bafflestone de esponjas se interpreta como un ambiente arrecifal (ZF-5).

La secuencia de ambientes de depósito representada consiste primeramente en un declive de la plataforma, posteriormente un ambiente lagunar, nuevamente un declive de plataforma, se continúa con un margen de la cuenca, nuevamente un ambiente lagunar y, se repite el ambiente de declive de la plataforma, al que sigue un ambiente lagunar y finalmente un ambiente arrecifal.

Las microfácies son indicativas de un ambiente sedimentario en una rampa carbonatada y un cambio progresivo en la profundidad del agua. Los ambientes de depósito interpretados son: un ambiente lagunar, un ambiente arrecifal, un ambiente de pendiente o declive de la plataforma y un ambiente de límite de plataforma (Figura 24). La interpretación de estas facies indica importantes fluctuaciones en el nivel del mar.

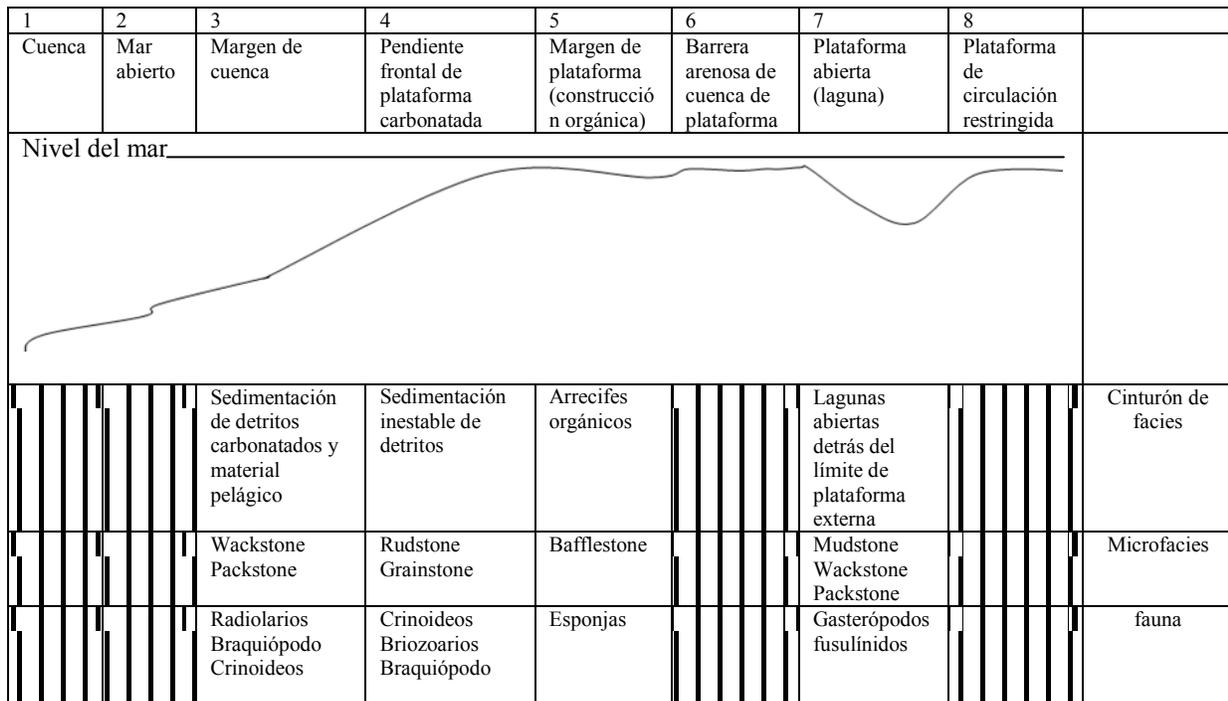


Figura 24. Ambientes sedimentarios representados de acuerdo a las microfácies ubicadas dentro del Cinturón de Facies de Wilson.

Las biotas disaréricas del Paleozoico tardío debieron ser dominadas por organismos vágiles, bentónicos estenohalinos (Racki, 1989). Los ecosistemas bentónicos

paleozoicos se caracterizaron por concentraciones pobres en nutrientes, baja cantidad de depredadores y relativamente pocos bioturbadores endobentónicos. El Mar Adriático del Norte, el ejemplo actual más semejante, ha servido como modelo para los antiguos mares epeíricos (“epeiric”) limitados por una o más áreas tectónicamente activas, como los que se desarrollaron comúnmente en el este de América del Norte durante el Paleozoico (McKinney, 2003).

Durante el depósito de la formación La Joya, las condiciones paleoambientales evidentemente tuvieron continuas fluctuaciones. El afloramiento representa un mosaico de ambientes marinos que se desarrollaron de manera sucesiva en intervalos de tiempo cortos, con gradientes muy complejos tanto vertical como lateralmente. Este tipo de depósitos se considera típico de las plataformas pensilvánicas y pérmicas (Olszewski, 2000).

En la sección estudiada de la formación La Joya se tiene una fauna alóctona en la base de la columna dominada por crinoideos. Se continúa con una fauna autóctona y paraautóctona en el área de los fusulínidos y los gasterópodos y finalmente una fauna autóctona en la cima de la columna representada por un arrecife de esponjas, el cual por la forma de crecimiento de tipo cilíndrico representa el núcleo arrecifal.

En los estratos que contienen abundantes crinoideos asociados con braquiópodos, briozoarios, algas, ostrácodos, fusulínidos y corales, se observa una alta diversidad de taxones estenohalinos. Los organismos estenohalinos indican un ambiente marino normal con aguas bien oxigenadas (Twitchett *et al.*, 2005), y se interpretan como depósitos marinos bajo la zona infralitoral.

La presencia de gran cantidad de fusulínidos muy bien preservados (tafofacies II) sugiere mares someros y cálidos, en un ambiente de aguas relativamente quietas y que no son agitadas por la acción de olas fuertes, con buena circulación. Estas características son típicas de plataformas carbonatadas (Moore, 1929; Toomey, 1972). Las óptimas condiciones para el desarrollo de estos foraminíferos originaron una alta abundancia de los mismos. El incremento en la energía del medio ocasionó el acarreo de los fusulínidos lo que se refleja en la tafofacies IA.

Los chaetétidos tenían una alta plasticidad ecofenotípica, en la Sierra Agua Verde la morfología de estas esponjas es de tipo columnar. Esta forma de crecimiento se interpreta como indicadora de zonas de baja energía, en sustratos estables y en aguas ligeramente

profundas (Mathewson, 1978; Spaw, 1977). Las formas columnares pueden ser la respuesta ecológica a varios factores ambientales como son la competencia por el espacio o un alto grado de sedimentación gradual pero sostenido (Connolly *et al.*, 1989; Kershaw y West, 1991). El desarrollo uniforme de los *Chaetetes* sugiere que las condiciones ambientales eran uniformes. Los *Chaetetes* habitaban en plataformas y áreas epicontinentales de sedimentación carbonatada y marina normal.

La acumulación de gran cantidad de restos de crinoideos en algunos estratos en la Sierra A gua Verde, indica óptimas condiciones para su desarrollo. Los parámetros requeridos para que los crinoideos colonizaran eran una combinación de factores como ausencia de turbulencia (Ausich, 1980), aguas someras, bien oxigenadas, una salinidad entre 24 ppm y 36 ppm y la disponibilidad de microplankton y micronecton (Booootian, 1966). El establecimiento de las colonias de crinoideos requirió de un sustrato sin perturbación física, estas condiciones se dan en el fondo marino por debajo de la zona infralitoral. Carozzi y Soderman (1962) sugieren que las larvas de crinoideos solo pueden establecerse en ambientes protegidos como lo son las depresiones topográficas.

La formación La Joya se caracteriza por ser un conjunto fósil típico de la biota del Pensilvánico de la mayoría de plataformas carbonatadas someras, muy común en la región del Mid-Continent en Norteamérica del Paleozoico Tardío (Figura 25).

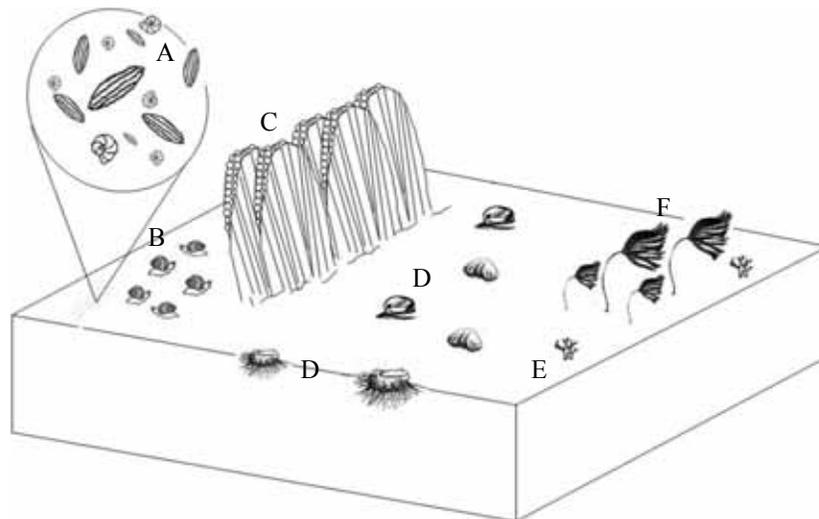


Figura 25. Modelo idealizado del macrobentos calcáreo en la formación La Joya. A fusulínidos y microforaminíferos, B gasterópodos, C esponjas, D braquiópodos, E briozoarios, F crinoideos.

Paleobatimetría

Con datos bibliográficos sobre los diferentes taxones identificados en la formación La Joya, se propone un modelo sobre la probable profundidad mínima y máxima de esta área durante el Pensilvánico.

De acuerdo a Stevens (1971) la diversidad de los fósiles en rocas pensilvánicas se incrementa al aumentar la distancia de la línea de la costa y la profundidad (considerando un máximo de 22 metros).

Tres géneros de braquiópodos (*Antiquatonia*, *Composita* y *Anthracospirifer*) pudieron vivir a diferentes distancias de la línea de costa. La abundancia de *Anthracospirifer* aumenta entre 1 y 6 metros de profundidad a una distancia de 1.25 km de la costa, después de estos límites su abundancia disminuye considerablemente. En cambio *Cleiothyridina* aparece por debajo de los 7 y hasta los 14 metros de profundidad a una distancia no mayor de 3.25 km de la línea de costa. Por su parte *Neospirifer* aparece hasta los 14 metros de profundidad (Stevens, 1971).

Los fusulínidos juveniles ocasionalmente se encontraban en agua somera de tan solo 4 metros de profundidad (Stevens, 1969), mientras que los organismos adultos estaban restringidos a una profundidad mínima de 13 metros y una distancia mínima de 3 km de la línea de costa, la profundidad máxima en la que podían vivir no se ha determinado pero se considera que supera los 22 metros. Los foraminíferos paleotextuláridos y el género *Bradyina* habitaron en una profundidad mínima de 15 metros y a 3.25 km de la costa, pero presentan su mayor abundancia a 22 metros de profundidad (Stevens, 1969).

En la Sierra Agua Verde también se encuentran algas filoides (*Eugonophylum*) y aunque no se conoce la profundidad exacta a la cual vivían, aparentemente ésta excedía los 20 metros de profundidad (Forsythe *et al.*, 2002; Vachard 2006, comp. pers.)

La profundidad en la cual se desarrollaron las esponjas (*Chaetetes milleporaceous*) tampoco es muy precisa. Sin embargo, se ha interpretado por diferentes autores que se vivieron a una profundidad máxima de entre 18 y 30 m (Connolly *et al.*, 1989).

Estos datos indican que las comunidades bentónicas representadas en la formación La Joya, debieron desarrollarse a una profundidad mínima de 14 metros, indicado por la presencia de *Neospirifer* y de abundantes fusulínidos adultos. En tanto que los estratos que

contienen a *Bradyina* corresponden a profundidades mínimas de 15 metros. La presencia de *Anthracospirifer*, *Cleiothyridina*, fusulínidos, paleotextulariidos y *Bradyina* indican un a distancia de la línea de costa entre 1.25 km y 3.5 km (Figura 26).

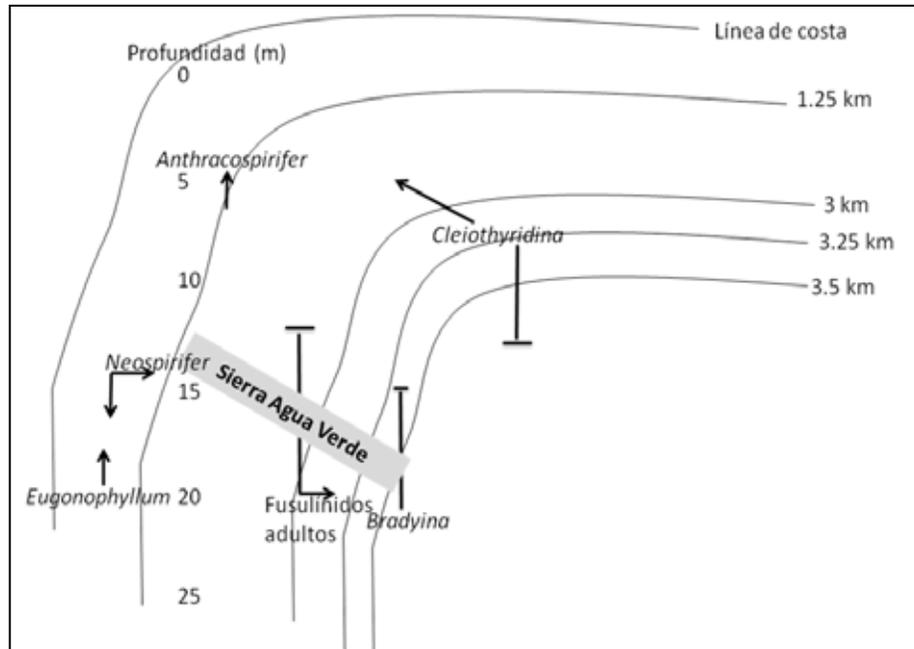


Figura 26. Modelo paleobatimético de la formación La Joya basado en la presencia de diferentes taxones.

Consideraciones paleobiogeográficas

Los fusulínidos, algas, microforaminíferos y esponjas del Pensilvánico de Sonora muestran afinidades con la biota de Arizona, Nuevo México, Texas y California, EUA.

Una posible conexión entre México y los Urales y/o el Paleo-Tethys fue reportado previamente por Va chard y colaboradores (2000a; 2000b; 2000c) pe ro no dan una explicación geodinámica.

El problema geodinámico regional en Sonora resulta más simple debido a que los conjuntos (“asemblages”) son similares tanto en el Cratón Norteamericano como en el Terreno Caborca (González-León, 1989; Sedlock *et al.*, 1993).

El Cratón Norteamericano e staba se parado de Gondwana y Sudamérica por un remanente de l Océano R heico, donde ha y a lgunos terrenos separados tectonoestratigráficamente por plataformas carbonatadas, tal como el Mixteco y Oaxaquia,

mientras que algunas cuencas se desarrollaban en las partes intermedias de México (Almazán-Vázquez *et al.*, 2007; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008), (Figura 27).

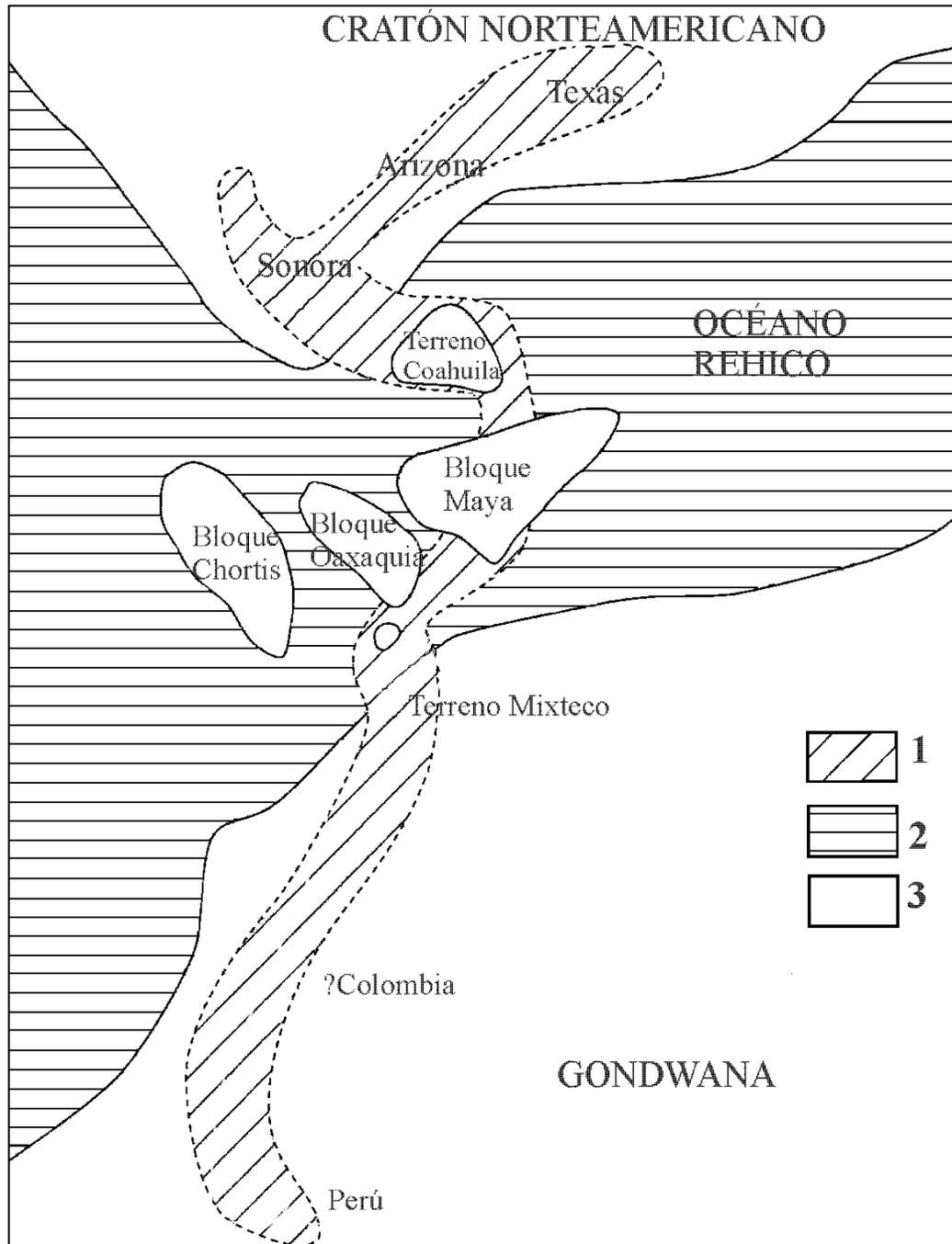


Figura 27. Reconstrucción paleogeográfica donde se muestra la conexión entre Sonora, el Cratón Norteamericano (Arizona, Texas) y el dominio Sudamericano a través de diferentes terrenos mexicanos: Coahuila, Maya, Oaxaquia y Mixteco. 1 plataformas carbonatadas, 2 cuencas de flysch, 3 islas y continentes (Gómez-Espinosa *et al.*, 2008).

Conclusiones y recomendaciones

El conjunto de microfósiles bentónicos en la formación La Joya consiste en 17 especies de foraminíferos (cuatro fusulínidos y 14 microforaminíferos), un género de esponjas, dos géneros de corales, dos géneros de briozoarios, ocho géneros de braquiópodos, dos géneros de gasterópodos y 11 especies parataxonómicas de crinoideos.

Las especies de fusulínidos forman parte de la Biozona A3 de Wilde, e indican una edad relativa que corresponde al Atokano superior-Moscoviano inferior (311 a 315 Ma).

De acuerdo al análisis tafonómico se propone un modelo de cinco tafofacies, los criterios utilizados para diferenciarlas son: articulación, grado de corrosión, reorientación, empaquetamiento, fragmentación, incrustación, disolución y compactación. La tafofacies I corresponde a una concentración sedimentológica de restos alóctonos con alto grado de desarticulación y empaquetamiento. La Tafofacies IA representa una concentración sedimentológica de restos alóctonos con alto grado de corrosión y empaquetamiento. La Tafofacies II es una concentración sedimentológica de biota autóctona/paraautóctona con bajo grado de corrosión y un empaquetamiento medio. La Tafofacies III corresponde a una concentración sedimentológica de restos alóctonos con alto grado de corrosión y bajo grado de desarticulación con restos dispersos. La Tafofacies IV es una concentración sedimentológica de restos autóctonos/paraautóctonos, con bajo grado de corrosión y restos dispersos. Finalmente la Tafofacies V corresponde a una concentración biogénica de restos autóctonos, con bajo grado de corrosión.

De acuerdo a las características tafonómicas los fusulínidos conforman dos tipos de acumulaciones. Un depósito se caracteriza por testas prístinas, indicio de un ambiente de baja energía y una alta tasa de sedimentación y, otro depósito conformado por testas con alto grado de corrosión, orientación aleatoria, presión de solución y compactación, interpretado como resultado de retrabajo y acarreo en un flujo de granos en un ambiente de alta energía.

Las esponjas se encuentran *in situ*, en estos organismos la fosildiagénesis empezó antes de su enterramiento total.

La alta corrosión y la orientación aleatoria los braquiópodos se interpretan como resultado de transporte en un flujo turbulento y una sedimentación episódica.

Las características tafonómicas de los gasterópodos revelan un depósito de corto tiempo en condiciones de baja energía, poco retrabajo y escasa transportación, con episodios cortos de exhumación.

Las características tafonómicas dominantes en los crinoideos fueron el decaimiento, la desarticulación, la corrosión y la reorientación, se interpretan como resultado de un transporte por flujo de densidad. Los epibiontes de los crinoideos formaron asociaciones en vida del hospedero y después de su muerte, lo que señala un tiempo intermedio de residencia de los restos en la interfase agua-sedimento.

Las microfacies indican un ambiente sedimentario en una rampa carbonatada con un cambio progresivo en la profundidad del agua. Los ambientes de depósito muestran un mosaico que va de un ambiente lagunar (representada en el depósito de fusulínidos y gasterópodos), un ambiente arrecifal (depósito de esponjas), un ambiente de pendiente o declive de la plataforma y un ambiente de límite de plataforma (depósitos de fauna de mar abierto).

Los taxones, aunque desarrollados en diferentes tiempos, se mezclaron, y en su conjunto indican una distancia de entre 1.25 y 3.5 km de la costa y una profundidad mínima de 15m, en aguas cálidas con una salinidad de entre 24ppm y 36 ppm.

Finalmente se requieren mayores investigaciones estratigráficas sobre los ciclotemas que se encuentran dentro del territorio mexicano para facilitar la correlación con ciclotemas de otras partes del mundo. En Estados Unidos se tienen estudios estratigráficos de alta resolución de los ciclotemas presentes en la Región del Midcontinent norteamericano, lo que permite una correcta correlación estratigráfica y la división de formaciones en estratos individuales, correlacionables en función de su posición relativa y litología. Actualmente los ciclotemas de Illinois, de la Cuenca de los Apalaches, del norte de Texas y de la Cuenca Paradox en Utah, EUA se han extendidos a ciclotema reconocidos en la Plataforma Rusa y en la Cuenca Donets en el este de Europa.

Literatura citada

- 1 **Aberhan, M., Alroy, J., Fursich, F. T., Kiessling, W., Kosnik, M., Madin, J., Patzkowsky, M. y Wagner, P.**, 2004, *Ecological attributes of marine invertebrates*, Unpublished. Consultado en: <http://paleodb.org>.
- 2 **Alexander, R. R.**, 1990, Disarticulated shells of Late Ordovician brachiopods: inferences on strength and hinge architecture, *Journal of Paleontology*, 64 (4): 524-532 p.
- 3 **Alexander, R. R. y Gibson, M. A.**, 1993, Paleozoic brachiopods autoecology based on taphonomy: example from the Devonian Ross Formation of Tennessee (USA), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100: 25-35 p.
- 4 **Allen, R. C.**, 1982, Carbonate dissolution in nearshore terrigenous muds: the role of physical and biological reworking, *Journal of Geology*, 90: 79-95 p.
- 5 **Allison, P. A. y Briggs, D. E. G.**, 1991, *Taphonomy*, Plenum Press, New York: 560 pp.
- 6 **Almazán, E., Vachard, D., Buitrón, B., E., Mendoza, C. y Gómez-Espinosa, C.**, 2007, The late Atokan (Moscovian-Pennsylvanian) chaetetid accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and paleoenvironmental signals: 189-200, *In* Alvaro, J. J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke A., Vachard, D. y Vennin, E. (eds), *Paleozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*, Geological Society, London, Special Publication, 275.
- 7 **Anderson, J. R., Hoare, R. D. y Sturgeon, M. T.**, 1990, The Pennsylvanian gastropod *Donaldina* Knight in the Appalachian Basin, Eastern U. S. A., *Journal of Paleontology*, 64: 557-562 p.
- 8 **Aponte-Barrera, M.**, 1974, Estratigrafía del Paleozoico (Cámbrico-Pensilvánico) del centro de Sonora, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura: 67 pp.
- 9 **Armstrong, A. K., Mamet, B. L. y Brunner, P.**, 1981, Mississippian stratigraphy, southern New Mexico, Arizona, and Sonora, Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 13 (2): 42 p.

- 10 **Ausich, W. I.**, 1980, A model for niche differentiation in Lower Mississippian crinoid communities, *Journal of Paleontology*, 54: 273-288 p.
- 11 **Ausich, W. I. y Baumiller, T. K.**, 1993, Taphonomic method for determining muscular articulations in fossil crinoids, *Palaios*, 8: 477-484 p.
- 12 **Ausich, W. I. y Sevastopulo, G. D.**, 1994, Taphonomy of Lower Carboniferous crinoids from the Hook Head Formation, Ireland, *Lethaia*, 27: 245-256 p.
- 13 **Ausich, W. I., Brett, C. E. y Hess, H.**, 1999, Taphonomy: 50-59, *In* Hess, H., Ausich, W. I., Brett, C. E. y Simms, M. J. (eds), *Fossil crinoids*, Cambridge University Press, Estados Unidos.
- 14 **Bartolini, C.**, 1998, Regional structure and stratigraphy of the Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico, Tucson, University of Arizona, MS thesis: 189 pp.
- 15 **Bartolini, C., Stewart, J. H., Carter, C., Murchey, B. L. y Repetski, J. E.**, 1989, Stratigraphy of Paleozoic eugeoclinal strata in Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico, Departamento de Geología, *Boletín Universidad de Sonora*, Segunda Época, 6: 11-21 p.
- 16 **Bartolini, C., Stewart, J.H., Carter, C., Murchey, B.L. y Repetski, J.E.**, 1991, Stratigraphy of Paleozoic eugeoclinal strata in Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico (correction of incomplete publishing of article of 1989), Departamento de Geología, *Boletín Universidad de Sonora*, Segunda Época, 8 (1-2): 73-78 p.
- 17 **Baumiller, T. K. y Ausich W. I.**, 1992, The broken-stick model as a null hypothesis for crinoid stalk taphonomy and as a guide to the distribution of connective tissue in fossils, *Paleobiology*, 11: 105-119 p.
- 18 **Baumiller, T. K. y Hagdorn, H.**, 1995, Taphonomy as a guide to functional morphology of *Holocrinus*, the first post-Paleozoic crinoid, *Lethaia*, 28: 221-228 p.
- 19 **Baumiller, T. K., Llewellyn, G., Messing, C. G. y Ausich, W. I.**, 1995, Taphonomy of isocrinid stalks; influence of decay and autotomy, *Palaios*, 10: 87-95 p.
- 20 **Bayer, F. M., Boschma, H., Harrington, H. J., Hill, D., Hyman, L. H., Lecompte, M., Monanaro-Galliteri, E., Moore, R. C., Stumm, E. C. y Wells, J. W.**, 1967, Coelenterata: 498, *In* Moore R. C. (ed), *Treatise on Invertebrate Paleontology Part F*, Geological Society of America y The University of Kansas Press.

- 21 **Behrensmeier, A. K.**, 1984, Taphonomy and the fossil record, *American Scientist*, 72: 558-565 p.
- 22 **Behrensmeier, A. K. y Kidwell, S. M.**, 1985, Taphonomy's contributions to paleobiology, *Paleontological Society*: 103-147 p.
- 23 **Behrensmeier, A. K., Kidwell, S. M. y Gastaldo, R. A.**, 2000, Taphonomy and Paleobiology, *Paleobiology*, 26: 103-147 p.
- 24 **Bennington, J. B.**, 2002, Eustacy in cyclothems is masked by loss of marine biofacies with increasing proximity to a detrital source: An example from the Central Appalachian Basin, U.S.A.: 12-21, *In Hills, L.V., Henderson, C.M. y Bamber, E.W.* (eds), Carboniferous and Permian of the World, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 19.
- 25 **Bensaid, M., Termier, H., Termier, G. y Vachard, D.**, 1979, Le Carbonifère (Viséen supérieur-Bachkirien) entre Bou Chber et Ich ou Mellal (Maroc central), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98 (3): 189-204 p.
- 26 **Best, M. R. y Kidwell, S. M.**, 2000, Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. I. Environmental variation in shell condition, *Paleobiology*, 26: 80 – 102 p.
- 27 **Beus, S. S.**, 1990, The distribution and orientation of shells on a brachiopod population, Permian Kaibab Formation, northern Arizona, USA: 233-239, *In MacKinnon, D. L., Lee, D. E. y Campbell, J. D.*, (eds), *Brachiopods through time*, Rotterdam, A A Balkema.
- 28 **Booolootian, R. A.** 1966, *Physiology of Echinodermata*, Interscience Publisher, New York: 822 pp.
- 29 **Borg, F.**, 1926, Studies in recent Cyclostomata Bryozoa, *Zoological Bidr. Upsala*, 10: 181-507 p.
- 30 **Boucot, A. J., Johnson, J. G. y Stanton, R. D.**, 1964, On some atrypoid, retzioid and athyridoid Brachiopoda, *Journal of Paleontology*, 38: 805–822 p.
- 31 **Boyd, D. W. y Newell, N. D.**, 1972, Taphonomy and diagenesis of a Permian fossil assemblage from Wyoming, *Journal of Paleontology*, 46: 1-14 p.
- 32 **Brady, H. B.**, 1873, On *Archaediscus karreri*, a new type of Carboniferous

- Foraminifera, *The Annals and Magazine of Natural History*, series 4, 12: 286–290 p.
- 33 **Brady, H. B.**, 1876, A monograph of Carboniferous and Permian Foraminifera (the genus *Fusulina* excepted), *Palaeontological Society of London Publications*, 30: 1-166 p.
- 34 **Brady, H. B.**, 1884, Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. Report on the Scientific Results of the Voyage of the H.M. S. Challenger during the Years 1873-1876, *Zoology*, 9: 1-814 p.
- 35 **Brandt, D. S.**, 1989, Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and implications for paleoecology, *Palaios*, 4: 303-309 p.
- 36 **Brazhnikova, N. E., Vakarchuk, G. I., Vdovenko, M. V. y Vinnichenko, L. V.**, 1967, Marker microfaunal horizons of the Carboniferous and the Permian of the Dniepr-Donets Basin, *Akademiya Nauk Ukrainskoi SSR, Trudy Geologicheskikh Nauk*: 224 pp.
- 37 **Brett, C. E.**, 1995, Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy and Taphonomy in shallow marine environments, *Palaios*, 10: 597- 616 p.
- 38 **Brett, C. E. y Baird, G. C.**, 1986, Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation, *Palaios*, 1: 27-227 p.
- 39 **Brett, C. E. y Bordeaux**, 1990, Taphonomy of brachiopods from a Middle Devonian shell bed; implications for the genesis of skeletal accumulations: 219-226, *In* MacKinnon, D. L., Lee, D. E. y Campbell, J. D. (eds), *Brachiopods through time*, Rotterdam. A A Balkema.
- 40 **Brett, C. E., Baird, G. C. y Speyer, S. E.**, 1997, Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten: 147-190, *In* Waters, J. A. y Maples, C. G. (eds), *Geobiology of echinoderms*, The Paleontological Society Papers, 3.
- 41 **Bridges, L. W.**, 1970, Paleozoic history of southern Chihuahua tectonic belt *In* Seewald, K. y Sundeen, D. (eds), *The geological framework of the Chihuahua tectonic belt*, West Texas Geological Society: 67-74 p.
- 42 **Brown, T.**, 1849, *Illustrations of the fossil conchology of Great Britain and Ireland: with the description and localities of all the species*, Smith, Elder, London: 273 pp.
- 43 **Bruner, P.**, 1975, Estudio estratigráfico del Devónico en el área de El Bísani,

- Caborca, Sonora, *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, 7: 16-45 p.
- 44 **Buckman, S. S.**, 1906, Brachiopod nomenclature: *Epithyris*, *Hypothyris*, *Cleiothyris* Phillips, 1841, *Annals and magazine of Natural*, Series 7 (18): 321-327 p.
- 45 **Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vásquez, E., Ochoa-Granillo, J. A. y Vachard D.**, 2003, *Chaetetes*, corales tabulados del Pensilvánico de Sonora, *Resúmenes Semana Cultural de Geología XXVIII Aniversario*, Universidad de Sonora, México: 15 p.
- 46 **Buitrón-Sánchez, B. E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez E. y Vachard, D.**, 2007, A late Atokan regional encrinite (Early Late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora State, NW México: 201-209, *In* Alvaro, J. J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D. y Vennin, E. (eds), *Paleozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. Geological Society, Londres, Special Publication, 275.
- 47 **Carozzi, A. V. y Soderman, G. W.**, 1962, Petrography of Mississippian (Borden) Crinoidal limestone at Stobo, Indiana, *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 397-414 p.
- 48 **Carter, J. L.**, 1994, A revised classification of the spiriferid brachiopods, *Annals of Carnegie Museum*, 63: 327-374 p.
- 49 **Cirret, G. J. y Aguilar, R. F.**, 1989, Características geológicas e hidrogeoquímicas del Valle de Ures, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de Licenciatura: 59 pp.
- 50 **Connolly, W. M., Lambert, L. L. y Stanton, Jr., R. J.**, 1989, Paleocology of Lower and Middle Pennsylvanian (Middle Carboniferous) *Chaetetes* in North America, *Facies*, 20: 139-168 p.
- 51 **Cooper, G. y Arellano, A.**, 1946, Stratigraphy near Caborca, *American Association of Petroleum Geology*, Bulletin 30: 606-611 p.
- 52 **Cooper, G., Dumbar, C. O., Duncan, H., Miller, A. K. y Knight, B.**, 1953, Permian fauna at El Antimonio, Western Sonora, México, *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119: 1-22 p.
- 53 **Cozar, P.**, 2003, Taphonomical analysis of the infilling and early mineralization in endothyroids (Foraminiferida, Mississippian), *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology*, 193: 561-574 p.
- 54 **Cox, L. R. y Knight, J. B.**, 1960, Suborders of Archaeogastropoda, *Proceedings of the Malacological Society of London*, 33: 262–264 p.
- 55 **Cushman, J. A. y Waters, J. A.**, 1928, Some foraminifera from the Pennsylvanian and Permian of Texas, *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, Contribution 4: 31-55 p.
- 56 **Cuvier, G.**, 1797, *Tableau elementaire de l'histoire naturelle des animaux*: 710 pp.
- 57 **Chao, Y. T.**, 1927, Productidae of China Part 1: Producti. *Palaeontologia Sinica, Series B* 5(2): 1-244 p.
- 58 **Cheney, M. G.**, 1940, Geology of north-central Texas, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 24 (1): 65-118 p.
- 59 **Chernysheva, N. E.**, 1941, A new foraminiferal genus from the Tournaisian deposits of the Urals, *Doklady Akademiyi Nauk SSSR*, 32: 69–70 p.
- 60 **Dagys, A. S.**, 1972, Yavleniya metakhoreza sredi triasovykh spiriferinid. Problemy paleozoogeografii mezozoya Sibiri, *Trudy Instituta Geologii I Geofiziki* (Novosibirsk), 111: 34-44 p.
- 61 **Davidson, T.**, 1881, Report on the Brachiopoda dredged by H.M.S. Challenger during the Years 1873-1876, *Zoology*, 1: 67 pp.
- 62 **Davies, D. J., Powell, E. N. y Stanton, R. J.**, 1989, Taphonomic signature as a function for environmental process: shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the Texas Coast, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 317-356 p.
- 63 **Debrenne, F., Gardin, A. y Rowland, S. M.**, 1989, Lower Cambrian bioconstructions in northwestern Mexico (Sonora) – Depositional setting, paleoecology and systematic of archaeocyaths: Lyon, France, *Geobios*, 22 (2): 137-195 p.
- 64 **De Eichwald, C.E.**, 1830, *Zoologia specialis*, 2. D.E. Eichwaldus, Vilnae.
- 65 **De Koninck, L. G.**, 1881, Faune du Calcaire Carbonifère de la Belgique, Troisième partie, Gastéropodes, *Annales Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, Serie Paleontologique*, 6: 1-170 p.

- 66 **De Saedeleer, H.**, 1934, Beitrag zur Kenntnis der Rhizopoden: morphologische und systematische Untersuchungen und ein Klassifikationsversuch, *Mémoires du Musée Royal d' Histoire Naturelle de Belgique*, 60: 1-112 p.
- 67 **Delage, Y. y Hérourard, E.**, 1896, *Traité de Zoologie Concrète, Vol. 1, La Cellule et les Protozoaires*, Schleicher Frères, Paris: 584 pp.
- 68 **D'Orbigny, A.**, 1940, Gastéropodes, *In de Ferussac and D'Orbigny, A., Histoire Naturelle Générale et Particulière des Céphalopods Acetabilifères Vivants et Fossiles.*
- 69 **Donovan, S. K.**, 1990, Functional morphology of synostial articulations in the crinoid column, *Lethaia*, 23: 291-296 p.
- 70 **Donovan, S. K.**, 2001, Nomenclature of disarticulated pelmatozoan columnals: A comment, *Journal of Paleontology*, 75: 888-889 p.
- 71 **Donovan, S. K., y Pickerill, R. K.**, 1995, Crinoid columns preserved in life position in the Silurian Arisaig Group of Nova Scotia, Canada, *Palaios*, 10: 362-370 p.
- 72 **Douglass, R. C. y Nestell M. K.**, 1984, Fusulinids of the Atokan Formation, Lower-Middle Pennsylvanian, south-central Oklahoma, *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 136: 19-39 p.
- 73 **Dumeril, C. A. M.**, 1806, Zoologie analytique, ou methode naturelle de classification des animaux, rendue plus facile a l'aide de tableaux synoptiques, Paris, Allais, Libraire, *Quaides Augustins*, 39: 344 pp.
- 74 **Dunham, R. J.**, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: 108-1212 *In Ham, W. E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 1.
- 75 **Easton, W. H.**, 1958, Mississippian corals from northwestern Sonora Mexico, *In Easton, W. H., Sanders, J.E., Knight, J.B. y Miller, A.K. (eds) , Mississippian fauna in northwestern Sonora, Mexico, Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119 (3): 1-40 p.
- 76 **Edinger, E. N, Pandolfi, J. M. y Keller, R. A.**, 2001, Community structure of Quaternary coral reef compared with Recent life and death assemblages, *Paleobiology*, 27: 669-694 p.
- 77 **Ehrenberg C. G.**, 1831, Symbolae physicae seu Icones et Descriptiones Animalium

- Evertebratorum sepositis Insectis que ex itinere per Africanum borealem et Asiam occidentalem Friderici Guilelmi Hemprich et Christiani Godofredi Ehrenberg medicinae et chirurgiae doctorum studio novae aut illustratae redierunt, Mittler, Berlin: 154 pp.
- 78 **Ehrenberg, C. G.**, 1834, Beiträge zur physiologischen Kenntniss der Corallenthiere im allgemeinen, und besonders des Rothen Meeres, nebst einem Versuche zur physiologischen Systematik derselben, *Akademie der Wissenschaften, Physikalisch-mathematische Klasse, Abhandlungen*: 225-380 p.
- 79 **Ehrenberg, C. G.**, 1839, Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen, *Abhandlungen Königl. Akademie Wissenschaften* Berlin 1838: 59-147 p.
- 80 **Elias, M. K. y Condra, G. E.**, 1957, *Fenestella* from the Permian of West Texas, *Geological Society of America Memoir*, 70: 158 p
- 81 **Fernández-López, S. R.**, 2000, *Temas de Tafonomía*, Universidad Complutense de Madrid, España: 167 pp.
- 82 **Flessa, K. W. y Kowalewski, M.**, 1994, Shell survival and time-averaging in nearshore and shelf environments: estimates from the radiocarbon literature, *Lethaia*, 27: 153-165 p.
- 83 **Forsythe, G. T. W., Wood R. y Dickson, J. A. D.**, 2002, Mass spawning in ancient reef communities: evidence from Late Paleozoic phylloid algae, *Palaios*, 17: 615-621 p.
- 84 **Fredericks, G.**, 1919 (1924), O Verkhne-Kammennougol'nykh spiriferidakh Urala (On Upper Carboniferous spiriferids from the Urals), *Geologicheskago Komiteta Izvestiya*, 38: 295- 324 p.
- 85 **Fromentel de, E.**, 1861, Introduction à l'étude des polypiers fossiles, *Mémoires de la Societé d'émulation du département du Doubs*, 5 (3) : 1-357 p.
- 86 **Galloway, J. J.**, 1933, *A manual of Foraminifera*, Principal Press, Inc., Bloomington, Indiana: 483 pp.
- 87 **Ganelina, R. A.**, 1951, Eostaffellins and Millerellins of the Visean and Namurian stages of the Lower Carboniferous on the western flank of the Moscow Basin, in

- stratigraphy and microfauna of the Lower Carboniferous of the Western Flank of the Moscow Basin. Trudy, *Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologo-Razvedochnogo Instituta* (VNIGRI), Novaya Seriya, 56: 179-210 p.
- 88 **Ginsburg, R. N.**, 2005, Disobedient sediments can feedback on their transportation, deposition and geomorphology, *Sedimentary Geology*, 175: 9-18 p.
- 89 **Girty, G. H.**, 1903, The Carboniferous formations and faunas of Colorado, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1903: 1-546 p.
- 90 **Gluchowski, E.**, 2005, Epibionts on Upper Eifelian crinoid columnals from the Holy Cross Mountains, Poland, *Acta Palaeontologica Polonica*, 50: 315-328 p.
- 91 **Goebel, K. A.**, 1991, Interpretation of the Lower Mississippian Johana Limestone and the implications for the Antler orogenic system, Universidad de Arizona, Tucson, Estados Unidos, Tesis de Doctorado: 222 pp.
- 92 **Goldfuss, G. A.**, 1826, *Petrefacta Germaniae*, Erster. Theil., Duseldorf: 76 pp.
- 93 **Gomez-Espinosa, C., Vachard D., Buitrón-Sánchez B., Almazán-Vázquez E. y Mendoza-Madera C.**, 2008, Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (northwestern Mexico), and their biostratigraphic and palaeobiogeographic implications, *Palevol*, 7: 259-268 p.
- 94 **González-León, C.**, 1982, Bioestratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora, *Resumen de la Sociedad Geológica Mexicana*, VI Convención Nacional: 40-41 p.
- 95 **González-León, C.**, 1989, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 6: 117-135 p.
- 96 **Grabau, A. W.**, 1928, Paleozoic corals from the Carboniferous of northern Palencia (Spain), *Leidse Geologische Mededelingen*, 29: 1-123 p.
- 97 **Grant, R. E.**, 1936, Animal Kingdom: 107-118, In Todd, R.B. (ed.), *The Cyclopaedia of Anatomy and Physiology*, Volume 1, Sherwood, Gilbert, and Piper, London.
- 98 **Gray, J. E.**, 1840, *Synopsis of the contents of the British Museum*, Londres, 42th. Edition: 370 pp.
- 99 **Groves, J. R.**, 1986, Calcareous algae and associated microfossils from mid-

- Carboniferous rocks in east-central Idaho, *Journal of Paleontology*, 60: 476-496 p.
- 100 **Groves, J. R.**, 1988, *Insolentitheca* and Insolentithecinae, inappropriate names for Paleozoic syzygial cysts, *Journal of Foraminiferal Research*, 18: 302-303 p.
- 101 **Groves, J. R.**, 1991, Fusulinacean biostratigraphy of the Marble Falls Limestone (Pennsylvanian) Western Llano Region, Central Texas, *Journal of Foraminiferal Research*, 21: 67-95 p.
- 102 **Groves, J. R.**, 1992, Stratigraphic distribution of non-fusulinacean foraminifers in the Marble Falls Limestone (Lower-Middle Pennsylvanian) Western Llano Region, Central Texas: 145-161, *In* Sutherland, P. K. y Manger, W. L. (eds), Recent advances in Middle Carboniferous biostratigraphy- A Symposium, *Oklahoma Geological Survey*, Circular 94.
- 103 **Groves, J. R.**, 1998, Calcareous foraminifers from the Barshkirian stratotype (Middle Carboniferous, South Urals) and their significance for intercontinental correlations and the evolution of the fusulinidae, *Journal of Paleontology*, 62: 368-399 p.
- 104 **Groves, J. R. y Grayson, Jr, R. C.**, 1984, Calcareous Foraminifers and Conodonts from the Wapanucka Formation (Lower-Middle Pennsylvanian), Frontal Ouachita Mountains, Southeastern Oklahoma: 136, *In* Sutherland, P. K. y W. L. Manger (eds), *The Atokan series (Pennsylvanian) and its Boundaries – A Symposium*, Oklahoma Geological Survey Bulletin.
- 105 **Groves, J. R., Nemyrovska T. I. y Alekseev, A. S.**, 1999, Correlation of the type Bashkirian stage (Middle Carboniferous, south Urals), with the Morrowan and Atokan series of the Midcontinental and Western United States, *Journal of Paleontology*, 73: 529-539 p.
- 106 **Hageman, S. A. y Kaesler, R. L.**, 2002, Fusulinids: Predation damage and repair of tests from the Upper Pennsylvanian of Kansas, *Journal of Paleontology*, 76: 181-184 p.
- 107 **Hageman, S. A., Kaesler R. L. y Broadhead, T. W.**, 2004, Fusulinid Taphonomy: encrustation, corrosion, compaction and dissolution, *Palaios*, 19: 610-617 p.
- 108 **Hatschek, B.**, 1888, Lehrbuch der Zoologie, eine morphologische Übersicht des Thierreiches zur Einföhrung in das Studium dieser Wissenschaft, 1: 1-144 p.

- 109 **Heckel, P. H.**, 1974, Carbonate buildups in the geologic record: A review: 90-154, *In* Laporte, L. F. (ed), *Reef in time and space*, Society of Economical Paleontology and Mineralogy, Special Publication, 18.
- 110 **Heckel, P. H.**, 1994, Evaluation of evidence for glacial-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects: 65-87, *In* Dennison, J.M., y Ettensohn, F.R. (eds), Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 4.
- 111 **Heckel, P. H.**, 2008, Pennsylvanian cyclothems as correlatable short-term glacial-eustatic stratigraphic sequences, 33 International Geological Congress, Oslo, Noruega, <http://www.cprm.gov.br/33IGC/1342633.html>.
- 112 **Henry, T. W.**, 1998, The brachiopod *Antiquatonia coloradoensis* (Girty) from the Upper Morrowan and Atokan (Lower Middle Pennsylvanian) of the United States, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1588: 1-32 p.
- 113 **Hewett, R. L.**, 1978, Geology of the Cerro La Zacatera area, Sonora, Mexico, Northern Arizona University, MS thesis: 99 pp.
- 114 **Holcova, K.**, 1999, Postmortem transport and re sedimentation of foraminiferal test: relations to cyclical changes of foraminiferal assemblages, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 157-182 p.
- 115 **Holterhoff, P. F.**, 1996, Crinoid biofacies in Upper Carboniferous cyclothems, midcontinent North America: faunal tracking and the role of regional processes in biofacies recurrence, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 127: 47-81 p.
- 116 **Honigberg, B. M., Balamuth, W., Bovee, E. C., Corliss, J. O., Gojdics, M., Hall, R. P., Kudo, R. R., Levine, N. D., Loeblich, A. R., Weiser, J. y Wenrich, D. H.**, 1964, A Revised classification of the Phylum Protozoa, *Journal of Protozoology*, 11: 7-20 p.
- 117 **Hoyt, J. H. y Chronic, J.**, 1962, Atokan fusulinids from the Casper Formation, East Flank of the Laramie Mountains, Wyoming, *Journal of Paleontology*, 36: 161-164 p.
- 118 **INEGI**, 1999a, Carta geológica 1:250 000, Hoja Madera H12-9.
- 119 **INEGI**, 1999b, Carta topográfica 1:250 000, Hoja Madera H12-9. Sonora y

Chihuahua.

- 120 **Jackson, J. B. C. y Erwin, D. H.**, 2006, What can we learn about ecology and evolution from the fossil record?, *Trends in Ecology and Evolution*, 21: 322-328 p.
- 121 **Johnson, R. G.**, 1960, Models and methods for analysis of the mode of formation of fossil assemblages, *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1075-1086 p.
- 122 **Jorissen, F. J. y Wittling, I.**, 1999, Ecological evidence from live-dead comparisons of benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc (Northwest Africa), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 151-170 p.
- 123 **Kershaw, S.**, 1990, Stromatoporoid paleobiology and taphonomy in a Silurian biostrome on Gotland, Sweden, *Paleontology*, 33: 681-705 p.
- 124 **Kershaw, S. y West, R. R.**, 1991, Chaetetid growth form and its controlling factors, *Lethaia*, 24: 333-346 p.
- 125 **Ketner, K. B.**, 1983, Strata-bound, silver-bearing iron, lead, and zinc sulfide deposits in Silurian and Ordovician rocks of allochthonous terranes, Nevada and northern Mexico, *U. S. Geological Survey Open-File*, Report 83-792: 6 p.
- 126 **Ketner, K. B.**, 1986, Eureka Quartzite in Mexico? Tectonic implications, *Geology*, 14: 1027-1030 p.
- 127 **Ketner, K. B. y Noll, J. H., Jr.**, 1987, Preliminary geologic map of the Cerro Cobachi area, Sonora, Mexico, *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1980*, scale 1:20,000.
- 128 **Kidder D. y Erwin, D.**, 2001, Secular distribution of biogenic silica through the Phanerozoic: comparison of silica-replaced fossil and bedded cherts at the series level, *Journal of Geology*, 109: 509-522 p.
- 129 **Kidwell, S. M. y Baumiller, T.**, 1990, Experimental disintegration of regular echinoids: roles of temperature, oxygen, and decay thresholds, *Paleobiology*, 16: 247-271 p.
- 130 **Kidwell, S. M. y Bosence, D. W. J.**, 1991, Taphonomy and Time-Averaging, of marine shelly faunas: 115-209, *In* Allison, P. A. y Briggs, D. E. G. (eds), Taphonomy releasing the data locked in the fossil record, *Topics in Geobiology*, 9, Plenum Press, Nueva York.

- 131 **Kidwell, S. M., Fürsich, T. F. y Aigner, T.**, 1986, Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations, *Palaios*, 1: 228-238 p.
- 132 **Kiessling, W.**, 2004, *Ecology opinions*, Unpublished, Consultado en: <http://paleodb.org>.
- 133 **King, R. E.**, 1939, Geological reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 50: 1625-1722 p.
- 134 **King, W.**, 1846, Remarks on certain genera belonging to the class Paliobranchiata, *Annals and Magazine of Natural History*, 18: 26–42 p.
- 135 **King, W.**, 1850, Monograph of the Permian Fossils of England, *Paleontological Society Monograph*, 3: 1-258 p.
- 136 **Klein, J. T.**, 1734, *Naturalis dispositio Echinodermatum*, Accessit lucubratiuncula de aculeis Echinorum marinorum cum spicilegio de Belemnitis. T. J. Sreiber.
- 137 **Knight, J. B.**, 1931, The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian outlier; 2, *Aclisina* and *Streptacis*, *Journal of Paleontology*, 5: 1-15 p.
- 138 **Knight, J. B.**, 1933, The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian outlier; 5. The Trocho-Turbinidae, *Journal of Paleontology*, 7: 30-58 p.
- 139 **Kotler, E., Martin, R. E. y Liddell, W. D.**, 1992, Experimental analysis of abrasion and dissolution resistance of modern reef-dwelling foraminifera: implications for the preservation on biogenic carbonate, *Palaios*, 7: 244-276 p.
- 140 **Kowalewski, M., Goodfriends, G. A. y Flessa, K. W.**, 1998, High-resolution estimates of temporal mixing within shell beds: the evils and virtues of time averaging, *Paleobiology*, 24(3): 287-304 p.
- 141 **Kriese, R. D.**, 1981, Storm-generated sedimentary structures, *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 823-848 p.
- 142 **Kutschera, U.**, 2007, Paleobiology: the origin and evolution of a scientific discipline, *Trends in Ecology and Evolution*, 22: 172-173 p.
- 143 **Lane, N. G.**, 1963, A silicified Morrowan brachiopod faunule from the Bird Spring Formation, Southern Nevada, *Journal of Paleontology*, 37: 379-392 p.
- 144 **Lane, N. G. y Martin, R. A.**, 1966, Redescription of *Chaetetes milleporaceus* Milne-Edwards & Haime, 1851, *Journal of Paleontology*, 40: 651-654 p.

- 145 **Laudon, L. R.** 1957, Crinoids: 961-971, *In* Ladd, H. S. (ed), Treatise on marine ecology and paleoecology, *Geological Society of America*, Memoir 67.
- 146 **Lazo, D. G.**, 2006, Análisis tafonómico e inferencia del grado de mezcla temporal y espacial de la macrofauna del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina, Argentina, *Ameghiniana*, 43: 1-23 p.
- 147 **Linnaeus, C.**, 1758, *Systema naturæ per regna tria naturæ, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. Tomus I. Editio decima, reformata: 824 pp.
- 148 **Llewellyn, G. y Messing, C. G.**, 1993, Compositional and taphonomic variations in modern crinoid-rich sediments from the deep-water margin of a carbonate Bank, *Palaios*, 8: 554-573 p.
- 149 **Loeblich, A. R. y H. Tappan**, 1956, *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C., protista 2*. Sarcodina Chiefly Tecamoebians and Foraminiderida, vol. 1, Moore, R. C. (ed) The Geological Society of America and the University of Kansas Press: 510 pp.
- 150 **Loeblich, A. R. y H. Tappan**, 1964, Tetrataxidae: 320-358, *In* Moore, R. C. (ed), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C. Protista*, The Geological Society of America and the University of Kansas Press.
- 151 **Lonsdale, W.**, 1839, Corals: 675-694, *In* Murchinson R. I. (ed), *Silurian System 2*.
- 152 **López-Ramos, E.**, 1982, Geología de México, Tomo II, Editorial Tesis Resendiz, S. A., México: 454 pp.
- 153 **Lucia, F. J.**, 1962, Diagenesis of a crinoidal sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 848-865 p.
- 154 **Malinky, J. M. y Heckel, P. H.**, 1998, Paleoecology and taphonomy of faunal assemblages in gray “core” (offshore) shales in Midcontinent Pennsylvanian cyclothems, *Palaios*, 13: 311-334 p.
- 155 **Maliva, R. G., Knoll, A. H. y Siever, R.**, 1989, Secular Change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle, *Palaios*, 4: 519-532 p.
- 156 **Maloney, M. M., R. D. Hoare y Sturgeon, M. T.**, 1988, Pennsylvanian Palaeotextulariid Foraminifer from the Appalachian Basin, *Journal of Paleontology*,

- 62: 724-730 p.
- 157 **Mamet, B. L., Mikhailoff, N. y Mortelmans, G.**, 1970, La stratigraphie du Tournaisien et du Viséen inférieur de Landelies. Comparaison avec les coupes du Tournaisis et du bord Nord du Synclinal de Namur, *Mémoires de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, Série 8, 9: 1-80 p.
- 158 **Maslo, A. y Vachard, D.**, 1997, Reappraisal of the Carboniferous eostaffellinids, *Revue de Micropaléontologie*, 40: 39-69 p.
- 159 **Mathewson, J. E.**, 1978, Chaetetids and their paleoenvironmental in the Amoret Limestone Member (Desmonesian) of Labette County, Kansas, State University of Kansas, Estados Unidos, Tesis de Doctorado: 148 pp.
- 160 **McKinney, F. K.**, 2003, Preservation potential and paleoecological significance of epibenthic suspension feeders-dominated benthic communities (Northern Adriatic Sea), *Palaios*, 18: 47-62 p.
- 161 **McMenamin, M. A. S.**, 1983, Lower Cambrian trilobites from the Sierra el Rajón, northwest, Sonora, Mexico, *Southern California Paleontological Society Special Publications*, 3: 83-89 p.
- 162 **McMenamin, M. A. S.**, 1987, Lower Cambrian trilobites, zonation and correlation of the Puerto Blanco Formation, Sonora, Mexico, *Journal of Paleontology*, 61: 738-749 p.
- 163 **McMenamin, M. A. S., Pittenger, S. L., Carson, M. R. y Larrabee, E. M.**, 1994, Upper Precambrian-Cambrian faunal sequence, Sonora, Mexico, and Lower Cambrian fossils from New Jersey, United States: 213-227 *In Studies of Stratigraphy and Paleontology in honor of Donald W. Fisher*, New York State Museum Bulletin 481.
- 164 **Meek, F. B.**, 1872, Descriptions of new western Palaeozoic fossils mainly from the Cincinnati Group of the Lower Silurian series of Ohio, *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 23: 308-337 p.
- 165 **Menard, H. W. y Boucot, A. J.**, 1951, Experiments on the movement of shells by water, *American Journal of Science*, 2 (9): 131-151 p.
- 166 **Merriam, R. y Eells, J. L.**, 1978, Reconnaissance geologic map of the Caborca Quadrangle, Sonora, Mexico, *Boletín del Departamento de Geología*, Universidad

- Nacional Autónoma de México, 1: 87-94 p.
- 167 **Messina, C. y Labarbera, M.**, 2004, Hydrodynamic behavior of brachiopod shells: experimental estimates and field observations, *Palaios*, 19: 441-450 p.
- 168 **Meyer, D. L. y Meyer, K. B.**, 1986, Biostratinomy of recent crinoids (Echinodermata) at Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia, *Palaios*, 1: 294-302 p.
- 169 **Meyer, D. L., Ausich, W. I. y Terry, R. E.**, 1990, Comparative taphonomy of echinoderms in carbonate facies: Fort Payne Formation (Lower Mississippian) of Kentucky and Tennessee, *Palaios*, 4: 533-552 p.
- 170 **Miklukho-Maklay, A. D.**, 1949, Upper Palaeozoic fusulinids of Middle Asia (Darvaz, Fergana, Pamir), Leningrad, *Izdatel'stvo Leningradskogo Universiteta*: 114 pp.
- 171 **Miklukho-Maklay, A. D.**, 1958, Systematics of advanced fusulinids, *Vestnik Leningradskogo Universiteta*, 12: 5-14 p.
- 172 **Milne-Edwards, H.**, 1848, Note sur la classification naturelle des mollusques gastéropodes, *Annals of Natural Science, Zoology series* 3 (9): 102-112 p.
- 173 **Milne-Edwards, H. y Haime, J.**, 1850, A monograph of the British fossil corals, *Palaeontographical Society Monography*, Londres: 71 pp.
- 174 **Milne-Edwards, H. y Haime J.**, 1851, Monographie des polypiers fossiles des terrains Paléozoïques, *Archives Muséum Histoire Naturelle*, 5: 1-502 p.
- 175 **Miller, J. S.**, 1821, *A natural history of the Crinoidea, or lily-shaped animals; with observations on the genera, Asteria, Euryale, Comatula and Marsupites*, Bristol England, Bryan and Company: 150 pp.
- 176 **Millett, F. M.**, 1898, Report on the Recent Foraminifera of the Malay Archipelago collected by Mr. A. Durrans, *In Reprint for the Journal of the Royal Microscopical Society*, by Anquaria at Junk, 1970, Netherlands: 263 pp.
- 177 **Miloradovich, B. V.**, 1945, Some data on the morphology of the shells of Productidae, *Academy of Sciences of the USSR Bulletin, Biology series* 4: 485-500 p.
- 178 **Moffat, H. A. y Botjjer, D. J.**, 1999, Echinoid concentration beds: two examples from the stratigraphic spectrum, *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology*, 149: 329-348 p.
- 179 **Möller, von V.**, 1877, Ueber Fusulinen and ähnliche Foraminiferen-Formen des russischen Kohlenkalks, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Palaeontologie*, 1877: 139–146 p.
- 180 **Möller, von V.**, 1878, Die spiral-genwundenen Foraminiferen des Russischen Kohlenkalks, *Mémoires de L'Academie impériale des Sciences de St.-Petersbourg*, 7éme Série, 25 (9): 147 pp.
- 181 **Moore, C. R.**, 1929, Environment of Pennsylvanian life in North America, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 13: 459-487 p.
- 182 **Moore, R. C.**, 1964, Paleocological Aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian Cyclothems, *Kansas Geological Survey, Bulletin*, 169: 287-380 p.
- 183 **Moore, R. C. y Jeffords, R. M.**, 1968, *Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns*, The University of Kansas Paleontological Contributions, Serial Number 46, The University of Kansas Publications, USA: 1-14 p.
- 184 **Muir-Wood, H. M.**, 1930, The classification of the British Carboniferous brachiopod subfamily Productinae, *Annual Magazine of Natural History London*, Series 10, 5: 100-108 p.
- 185 **Murchey, B. L.**, 1990, Radiolarian biostratigraphy of Paleozoic siliceous sedimentary rocks in central Sonora, Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 22 (3): 71 p.
- 186 **Murray, J.**, 1991, *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*, Logman: 398 pp.
- 187 **Murray, J. y Alve, E.**, 1999, Taphonomic experiments on marginal marine foraminiferal assemblages: how much ecological information is preserved?, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 183-197 p.
- 188 **Nebelsick, J. H.**, 1999, Taphonomy of *Clypeaster* fragments; preservation and taphofacies, *Lethaia*, 32(3): 241-252 p.
- 189 **Nebelsick, J. H. y Kroh, A.**, 2002, The stormy path from life to death assemblages: the formation and preservation of mass accumulations of fossil sand dollars, *Palaios*,

- 17: 378-393 p.
- 190 **North, F. J.**, 1920, On *Syringothyris* Winchell and certain Carboniferous brachiopoda referred to *Spiriferina* d'Orbigny, *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 76: 162-227 p.
- 191 **Ochoa-Granillo, A. y Sosa-León, P.**, 1993, Geología y estratigrafía de la Sierra Agua Verde, con énfasis en el Paleozoico, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de Licenciatura: 49 pp.
- 192 **Okulitch, V. J.**, 1936, On the genera *Heliolites*, *Tetradium* and *Chaetetes*, *American Journal of Science*, 5ta. Serie, 32: 361-379 p.
- 193 **Orozco-Grajeda, D.**, 2005, Bioestratigrafía y paleogeografía del Paleozoico Superior del centro-este de Sonora, México. Tesis de la Universidad de Sonora: http://www.biblioteca.uson.mx/digital/tesis/dig_TesisWeb.asp. Tesis número 12263.
- 194 **Olszewski, T. D.**, 2000, Testing for a relationship between paleocommunity recurrence and taxonomic turnover using a sequence stratigraphic framework, Pennsylvania State University, State College, Tesis de Doctorado. **paginas**
- 195 **Olszewski, T. y R. R. West**, 1997, Influence of transportation and time-averaging in fossil assemblages from the Pennsylvanian of Oklahoma, *Lethaia*, 30: 315-330 p.
- 196 **Ozawa, Y.**, 1925, Palaeontological and stratigraphical studies on the Permian–Carboniferous limestone of Nagato, Pt. 2, Palaeontology, *Journal of the College of Science*, Tokyo Imperial University, 45: 1-90 p.
- 197 **Parsons, K. M, Brett, C. E. y Miller, K. B.**, 1988, Taphonomy and depositional dynamics of Devonian shell-rich mudstone, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 109-139 p.
- 198 **Pérez-Ramos, O.**, 1992, Permian biostratigraphy and correlation between southwestern Arizona and Sonora, *Boletín Universidad de Sonora*, segunda época, 9 (2): 1-74 p.
- 199 **Pfeiffer-Rangin, F.**, 1988, Biostratigraphic study of Paleozoic rocks of northeastern and central Sonora. Manuscrito sin publicar de los archivos de Stewart, J.H. y Poole, F. G., Geological Survey: 90 pp.
- 200 **Phelps, W. T. y Droser, M. L.**, 2003, Depositional processes and facies of the Early

- Mississippian Joana Limestone: An example of encrinite formation within a foreland basin setting, Western United States, *American Association of Petroleum Geology Annual Convention*.
- 201 **Phillips, J.**, 1841, *Figures and descriptions of the Palaeozoic fossils of Cornwall, Devon, and West Somerset; observed in the course of the ordinance geological survey of that district: London*, Longmans, Brown, Green, and Longmans: 232 pp.
- 202 **Phillips, J.**, 1846, On the remains of microscopic animals in the rocks of Yorkshire, *Proceedings Geological and Polytechnic Society West Riding of Yorkshire*, 2: 277 pp.
- 203 **Poole, F. G. y Amaya- Martínez, R.**, 2000, The Sonora orogen in the Barita de Sonora mine area east of Mazatán, central Sonora: Guide to Field Trip 3 for the Fourth Symposium on the Geology of northwest Mexico and adjacent areas, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México: 27 pp.
- 204 **Poole, F. G. y Madrid, R. J.**, 1988, Comparison of allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks in the Sonoran, Marathon, and Antler orogens, *Geological Society of America*, Abstracts with Programs, 20: 267 p.
- 205 **Poole, F. G., Gehrels, G. E. y Stewart, J. H.**, 2008, Significance of detrital zircons in Upper Devonian ocean-basin strata of the Sonora allochthon and Lower Permian synorogenic strata of the Mina Mexico foredeep, central Sonora, Mexico: 121-131, *In* Blodgett, R. B. y Stanley, G. D., (eds) The terrane puzzle: New perspectives on paleontology and stratigraphy from the North American Cordillera, *Geological Society of America*, Special paper 442.
- 206 **Poole, F. G., Page, W. R. y Amaya-Martínez, R.**, 1997, Newly discovered Silurian carbonate-shelf rocks in west-central Sonora, Mexico, *Geological Society of America* Abstracts with Programs, 9: 483 p.
- 207 **Poole, F. G., Madrid, R.J. y Morales-Ramírez, J.M.**, 1988, Paleozoic eugeoclinal rocks of the Sonoran orogen in the Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico 50-51 p. *In* Almazán-Vázquez, E. y Fernández-Aguirre, M.A. (eds), Resúmenes, *Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Hermosillo, Sonora, México*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- 208 **Poole, F. G., Madrid, R.J. y Morales-Ramírez, J.M.**, 1990, Sonoran orogen in the

- Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 22 (3): 76 p.
- 209 **Poole, F. G., Madrid, R.J. y Oliva-Becerril, J.F.**, 1991, Geological setting and origin of stratiform barite in central Sonora, Mexico, 517-522 p. *In* Raines, G.L., Lisle, R.E., Schafer, R.W. y Wilkinson, W.H.(eds) *Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada*, Geological Society of Nevada, 1.
- 210 **Poole, F. G., Muchey, B. L. y Stewart, J. H.**, 1983, Bedded barite of middle and late Paleozoic age in central Sonora, Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 15 (5): 299 p.
- 211 **Poole, F. G., Perry, Jr., W. J., Madrid, R. J. y Amaya-Martínez, R.**, 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model: 543-596, *In* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. (eds), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*, *Geological Society of America Special Paper*, 393.
- 212 **Poole, F. G., Stewart, J. H., Reptski, J., Harris, A. G., Ross, R. J., Jr., Ketner, K. B., Amaya-Martínez, R. y Morales-Ramírez, J. M.**, 1995, Ordovician carbonate-shelf rocks of Sonora, Mexico: 267-275, *In* Cooper, J. D., Droser, M. L. y Finney, S. C. (eds), *Ordovician odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Pacific Section*, Libro 77.
- 213 **Posamentier, H. W., Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C.**, 1988, *Sea level change - an integrated approach*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication, 42: 407 pp.
- 214 **Racki, G.**, 1989, Articulate brachiopods and Late Paleozoic dysaerobic facies, *Lethaia*, 22: 289 p.
- 215 **Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H. P., Araux, E., Calmus, T., Amaya, R., Barrera, E., Domínguez, E., Navarro, L. y Soto, L.**, 1987, Allochthonous Paleozoic bodies of central Sonora, Universidad de Sonora, *Boletín del Departamento de Geología*, Segunda Época, 4 (1-2): 1-15 p.

- 216 **Rausser-Chernousova, D. M.**, 1948, The genus *Haplophragmella* and similar forms, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, Akademiya Nauk*, Geologicheskaya Seriya, 19: 159-165 p.
- 217 **Reitlinger, E. A.**, 1950, Foraminifers des depots du Carbonifere moyen de la Plate-Forme Russe á l'excursion de la famille des Fusulinidae, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, Akademiya Nauk*, Geologicheskaya Seriya, 126 (47): 10-135 p.
- 218 **Rhumbler, L.**, 1895, Entwurf eines natürlichen systems der Thalamorphoren, *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse* 1895 (1): 51-98 p.
- 219 **Riva, J. F. y Ketner, K. B.**, 1989, Ordovician graptolites from the northern Sierra de Cobachi, Sonora, Mexico, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 80: 71-90 p.
- 220 **Rodriguez, S.**, 2004, Taphonomic alterations in Upper Visean dissepimented rugose corals from the Sierra del Castillo unit (Carboniferous, Córdoba, Spain), *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214: 135-153 p.
- 221 **Rooth, R. y Skinner, J.**, 1930, The fauna of the McCoy Formation, Pennsylvanian of Colorado, *Journal of Paleontology*, 4: 332-352 p.
- 222 **Ruggiero, E. T.**, 1990, A study of damage evidence in brachiopod shells: 203-210, *In* MacKinnon, D. L., Lee, D. E. y Campbell, J. D. (eds), *Brachiopods through time*, Rotterdam, A. A. Balkema.
- 223 **Said, I.**, 2005, Estudio de los corales rugosos con disepimentos del Misisipiense del NE de la Meseta Marroquí (Sector de Agourai), Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Madrid, España, Tesis de Doctorado: 274 pp.
- 224 **Salazar-Jiménez, A., Frey, R. W. y Howard, J. D.**, 1982, Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia, *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 565-586 p.
- 225 **Sandberg, P. A.**, 1982, Ancient aragonite cements and the overworked modern analogue, *International Congress on Sedimentology*, 11: 114-115 p.
- 226 **Sarytcheva, T. G. y Sokolskaya, A. N.**, 1959, Oklassifikatsii lozhnoporistych

- brakhiopodo (On the classification of pseudopunctate brachiopods), *Doklady, Moskow, Akademiia Nauk SSSR*, 125 (1): 181-184 p.
- 227 **Savarese, M.**, 1994, Taphonomic and palaeologic implications of flow-induced forces on concavo-convex articulate brachiopods: an experimental approach, *Lethaia*, 27: 301-312 p.
- 228 **Schmarda, L. K.**, 1871, *Zoologie: Band I*. Braumüller, Wien: 372 pp.
- 229 **Schmit, G. T.**, 1978, Geology of the northern Sierra El Encinal, Sonora, Mexico, Northern Arizona University, MS thesis: 80 pp.
- 230 **Schubert, R. J.**, 1921, Paläontologische Daten zur Stammesgeschichte der Protozoen, *Paläontologische Zeitschrift*, 3: 129-188 p.
- 231 **Schubert, J. K., Kidder, D. L. y Erwin, D. H.**, 1997, Silica-replaced fossils through the Phanerozoic, *Geology*, 25: 1031-1034 p.
- 232 **Schuchert, Ch.**, 1893, Classification of the Brachiopoda, *American Geologist*, 11: 141-167 p.
- 233 **Schwarzacher, W.**, 1963, Orientation of crinoids by current action, *Journal of Sedimentary Petrology*, 33: 580-586 p.
- 234 **Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C.**, 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America, Special Paper*, 278: 1-153 p.
- 235 **Severin, K. P. y Lipps, J. H.**, 1989, The weight-volume relationship of the test of *Alveolinella quoyi*: Implications for the taphonomy of large fusiform foraminifera, *Lethaia*, 22: 1-12 p.
- 236 **Silver, L. T. y Anderson, T. H.**, 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin, *Geological Society of America, Abstract with Programs*, 6: 955-956 p.
- 237 **Simpson, G. B.**, 1895, A handbook of the genera of the North American Paleozoic Bryozoa; with an introduction upon the structure of living species, *State Geology New York, 14th Annual Report*: 403-669 p.
- 238 **Skinner, J. W.**, 1931, Primitive fusulinids of the Mid-Continent Region, *Journal of Paleontology*, 5(3): 253-259 p.

- 239 **Skinner, J. W. y Wilde, G. L.**, 1954, New Early Pennsylvanian fusulinids from Texas, *Journal of Paleontology*, 28: 796-803 p.
- 240 **Smith, A. M., Key, Jr., M. M. y Gordon, D. P.**, 2006, Skeletal mineralogy of bryozoans: Taxonomic and temporal patterns, *Earth-Science Reviews*, 78: 287-306 p.
- 241 **Sokolov, B. S.**, 1947, Novye syringoporidy Taymyra, *Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody, Byulletin (Geologiya)*, 22: 619–628 p.
- 242 **Sokolov, B. S.**, 1960, Permskie korally yugovostochnoi chasti Omolonslogo massiva, *Trudy Vsesoyusnogo Nachnolssledovatel'skogo Nefthanogo Instituta*, 154: 38-76 p.
- 243 **Sollas, W. J.**, 1885, A Classification of the Sponges, *Annals and Magazine of Natural History*, 16(95): 1-395 p.
- 244 **Soto-Contreras, L. A. y Navarro-Martínez, L. A.**, 1987, Geología de la carta Tecoripa (H12D64) porción este central del estado de Sonora nuevas contribuciones al Paleozoico, Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura: 93 pp.
- 245 **Sowerby, J.**, 1814, *The mineral conchology of Great Britain*, 1, part 13, Sowerby, Londres.
- 246 **Spaw, J. M.**, 1977, Paleo-environmental of Middle Pennsylvanian *Chaetetes* lithotopes, Texas and New Mexico, Rice University, Texas, Tesis de Doctorado: 81 pp.
- 247 **Speyer, S. E. y Brett, C. E.**, 1986, Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies, *Palaios*, 1: 312-327 p.
- 248 **Stehli, F. G.**, 1954, Lower Leonardian Brachiopoda of the Sierra Diablo, *American Museum of Natural History Bulletin*, 105: 257-358 p.
- 249 **Stensaas, L. J. y Langenheim, R. L.**, 1960, Rugose corals from the lower Mississippian Johana Limestone of Nevada, *Journal of Paleontology*, 34: 179-188 p.
- 250 **Stevens, R. P.**, 1858, Descriptions of new Carboniferous fossils from the Appalachian, Illinois, and Michigan coal fields, *American Journal of Science*, 25: 258-265 p.
- 251 **Stevens, R. P.**, 1969, Water depth control of fusulinid distribution, *Lethaia*, 2: 121-132 p.

- 252 **Stevens, C. H.**, 1971, Distribution and diversity of Pennsylvanian marine faunas relative to water depth and distance from shore, *Lethaia*, 4: 403-412 p.
- 253 **Stewart, J. H.**, 2005, Systematic left-lateral offset of strata and facies: 209-23, In Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. (eds), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, *Geological Society of America Special Paper*, 393.
- 254 **Stewart, J. H. y Poole, F. G.**, 2002, Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, México, U. S. Geological Survey open file 02-97, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-97>
- 255 **Stewart, J. H., McMenamin M. A. S. y Morales-Ramírez, J. M.**, 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca Region, Sonora, Mexico-physical stratigraphy biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1039: 1-36 p.
- 256 **Stewart, J. H., Madrid, R. J., Poole, F. G. y Kernet, K. B.**, 1988, Studies of Late Proterozoic, Paleozoic, and Triassic rock in Sonora, Mexico (abstract): 60-62, In Almazán-Vázquez, E. y M. A. Fernández-Aguirre (eds), Resúmenes, *Segundo Simposio sobre geología y Minería de Sonora*: Hermosillo, Sonora, México, Instituto de Geología, UNAM.
- 257 **Stewart, J. H., Poole, F. G., Harris, A. G., Repetski, J. E., Wardlaw, B. R., Mamet, B. L. y Morales-Ramírez, J. M.**, 1999, Neoproterozoic (?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16: 35-62 p.
- 258 **Stiller, F.** 2000, Two early millericrinids and an unusual crinoid of uncertain systematic position from the lower Upper Anisian (Middle Triassic) of Qinryan, southwestern China, *Journal of Paleontology*, 74: 32-51 p.
- 259 **Stukalina, G. A.**, 1966, On the principles of classification of Paleozoic crinoids stems, *Paleontological Journal*, 3: 94-102 p.
- 260 **Taliaferro, N. L.**, 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern, Sonora. Mexico, *Journal of Geology*, 41: 12-37 p.
- 261 **Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. K.**, 2006, *Earth Science*, Prentice Hall, Boston,

- Massachusetts, USA: 802 pp.
- 262 **Thomas, R. D. K.**, 1986, Taphonomy: Ecology's loss is sedimentology's gain, *Palaios*, 1: 206 p.
- 263 **Thompson, M. L.**, 1935, Fusulinids from the Lower Pennsylvanian Atokan and Boggy formations of Oklahoma, *Journal of Paleontology*, 9: 291–306 p.
- 264 **Thompson, M. L.**, 1937, Fusulinids of the subfamily Schubertellinae, *Journal of Paleontology*, 11: 118-125 p.
- 265 **Thompson, M. L.**, 1942, New genera of Pennsylvanian fusulinids, *American Journal of Science*, 240: 403-420 p.
- 266 **Thompson, M. L.**, 1947, Stratigraphy and fusulinids of pre-Desmonesian Pennsylvanian rocks, Llano Uplift, Texas, *Journal of Paleontology*, 21: 147-164 p.
- 267 **Thompson, M. L. y Foster, C. L.**, 1937, Middle Permian fusulinids from Szechuan, China, *Journal of Paleontology*, 11: 126-144 p.
- 268 **Tomasovych, A.**, 2004, Effect of extrinsic factors on biofabric and brachiopod alteration in a shallow intraplatform carbonate setting (Upper Triassic, West Carpathians), *Palaios*, 19: 349–371 p.
- 269 **Toomey, D. F.**, 1972, The biota of the Pennsylvanian (Virgilian) Leavenworth limestone, Midcontinent region. Part 3: Distribution of calcareous foraminifera, *Journal of Paleontology*, 46: 276-298 p.
- 270 **Toots, H.**, 1965, Random orientation of fossils and its significance, *Contributions to Geology*, University of Wyoming, 4 (1): 59-62 p.
- 271 **Tucker, M. E.**, 1991, The digenesis of fossils: 84-104, In Donovan, S. K. (ed), *The Processes of fossilization*, Columbia University Press, Estados Unidos.
- 272 **Twitchett, R. J., Feinberg, J. M., O'Connor D. D., Alvarez W. y McCollum, L. B.**, 2005, Early Triassic ophiuroids: their paleoecology, taphonomy, and distribution, *Palaios*, 20: 213 – 223 p.
- 273 **Vachard, D. y Montenat, T. C.**, 1981, Biostratigraphie, micropaléontologie et paléogéographie du Permien de la région de Tezak (Montagnes Centrales d'Afganistan, *Paleontographica B*, 178: 1-88 p.
- 274 **Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B. E. y Grajales, M.**, 2000a,

- Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permien de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique), *Geobios*, 33: 5-33 p.
- 275 **Vachard, D., Vidaurre-Lemus, E., Fourcade, E. y Requena, J.**, 2000b, New Early Permian fusulinid assemblage from Guatemala, *Comptes Rendu, Serie II a*, 33: 789-796 p.
- 276 **Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B. E., Arellano, J. y Grajales, M.**, 2000c, Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique, *Geobios*, 33 (6): 655-679 p.
- 277 **Vacelet, J.**, 1985, Coralline sponges and the evolution of the Porifera, *System. Association Special*, 28: 1-13 p.
- 278 **Valentine, W. G.**, 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 47: 53-86 p.
- 279 **Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, S. T. y Hardenbol, J.**, 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions: 39-45, *In Sea-level changes; an integrated approach, Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42.
- 280 **Vdovenko, M. V., Rauser-Chernousova, D. M., Reitlinger, E. A. y Sabirov, A. A.**, 1993, Handbook on the systematics of Paleozoic smaller foraminifers. Rossiiskaya Akademiya Nauk, Ordena Trudovogo Krasnogo Znameni Geologicheskii Institut, Komissiya po Mikropaleontologii, Moskva: 125 pp.
- 281 **Vega-Granillo, E. y Araux-Sánchez, E.**, 1987 Estratigrafía del Paleozoico en el área del Rancho Las Norias, Sonora Central, Universidad de Sonora, *Departamento de Geología Boletín*, 4: 41-50 p.
- 282 **Verrill, A. E.**, 1865, A synopsis of the polyps and the corals of the North Pacific exploring expedition, under Commodore C. Ringgold and Captain J. Rodgers, U. S. N., from 1853 to 1856, collected by Dr. W. M. Simpson, naturalist to the expedition, with descriptions of some additional species from the west coast of North America, *Proceeding Essex Institute of Salem*, 4: 181-196 p.
- 283 **Verviller, G. J. y Sanderson G. A.**, 1988, Early Atokan fusulinids from the Lower

- Antler Overlap Sequence, Lander and Humboldt Counties, Nevada, *Journal of Paleontology*, 62: 520-529 p.
- 284 **Vine, G. R.**, 1883, Fourth report of the committee appointed for the purpose of reporting on fossil Polyzoa, *Meeting of the British Association for the Advancement of Science, Report 53*: 161–209 p.
- 285 **Viveros-Martínez, A.**, 1965, Estudios geológicos de la Sierra Cabullona, Municipio de Agua Prieta, Estado de Sonora, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura: 82 pp.
- 286 **Von Siebold, C. T. E.**, 1864, Wirbelose Thiere, part 1: 679, *In* Vom Siebold, C. T. E. y Von Stannium, I. I. (ed), *Lehrbuch der Vergleichenden Anatomie*.
- 287 **Waagen, W.**, 1883, Productus Limestone Fossils, Salt Range Fossils, *Palaeontologia Indica*, Series 13, 1: 391-546 p.
- 288 **Waterhouse, J. B.**, 1968, The classification and descriptions of Permian Spiriferida (Brachiopoda) from New Zealand, *Palaeontographica*, Abteilung 129A: 1-94 p.
- 289 **Waterhouse, J. B.**, 1975, New Permian and Triassic brachiopod taxa, *Papers of University of Queensland*, Department of Geology 7: 11–23 p.
- 290 **Wedekind, P. R.**, 1937, Einführung in die Grundlagen der historischen Geologie, Band II, *Microbiostratigraphie, Die Korallen und Foraminiferenzeit*, Ferdinan Enke Verlag, Stuttgart: 136 pp.
- 291 **Weller, M.**, 1943, Rhythms in Upper Pennsylvanian cyclothems, *The Transaction, Illinois Academy of Science*, 35(2): 145-146 p.
- 292 **West, R. R.**, 1994, Species in coralline demosponges: Chaetetida: 399-409, *In* Oekentorp-Kuster, P. (ed.), Proceedings of the IVB, *International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera held in Munster, Germany*, 172.
- 293 **Wetzel, A. y Meyer, C. A.**, 2006, The dangers of high-rise living on a muddy seafloor: an example of crinoids from shallow-water mudstones (Aalenian, Northern Switzerland), *Palaios*, 21: 155-167 p.
- 294 **Wider, C. G.**, 1968, Carbonate diagenesis by burrowing organisms, *23rd International Geological Congress*, Praga.
- 295 **Wilde, G. L.**, 1990, Practical fusulinid zonation: the species concept, with Permian

- Basin emphasis, *West Texas Geological Society Bulletin*, 29: 5-15, 28-34 p.
- 296 **Wilde, G. L.**, 2006, Pennsylvanian-Permian fusulinacean of the Big Hatchet Mountains, New México, *Museum of Natural History of Science*, 38: 1-311 p.
- 297 **Williams, L. A. y Crerar, D. A.**, 1985, Silica diagenesis, II. General mechanisms, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 312-321 p.
- 298 **Williams, L. A., Parks G. A. y Crerar, D. A.**, 1985, Silica diagenesis, I. Solubility controls, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 301-311 p.
- 299 **Williams, L. A., Carlson, S. J., Brunton, C. H. C., Holmer, L. E. y Popov, L.**, 1996, A supra-ordinal classification of the Brachiopoda, *Philosophical Transactions of the Royal Society London B*, 351: 1171-1193 p.
- 300 **Williams, L. A., Carlson, S. J., y Brunton, C. H. C.**, 2000, Brachiopod classification In Kaesler, R.L., (ed), *Treatise on Invertebrate Paleontology, part H* Boulder, Colorado, Geological Society of America and Lawrence, Kansas: The University of Kansas.
- 301 **Wilson, J. L.**, 1975, *Carbonate facies in geologic history*, New York, Springer-Verlag: 471 pp.

Anexo 1.- Conjunto de la biota identificada en la formación La Joya en la Sierra Agua Verde, Sonora, México.

Conjunto De Organismos Presentes En La Formación La Joya.	
Algas Relativamente escasas. Se presentan de manera esporádica. <i>Eugonophyllum</i> sp. <i>Zidella</i> (?) sp., <i>Kamaena</i> (?) sp. y <i>Komia abundance</i> .	
Invertebrados. Fauna muy variada, dominan en diferentes facies.	
	Foraminíferos. <i>Pachysphaerina pachysphaerica</i> , <i>Eotuberitina reitlingerae</i> , <i>Insolentithea horrida</i> , <i>Endothyra</i> ex gr. <i>bowmani</i> , <i>Globivalvulina bulloides</i> , <i>Climmacamina</i> ex gr. <i>moelleri</i> , <i>Deckerella</i> sp., <i>Mediocris breviscula</i> , <i>Eostaffella grozdilovae</i> , <i>Millerella</i> sp., <i>Pseudostaffella</i> sp., <i>Staffella powwoensis</i> , <i>Eoschubertella texana</i> , <i>Fusulinella llanoensis</i> (<i>F. thompsoni</i>), <i>F. aff. llanoensis</i> , <i>Zellerella</i> sp 1., <i>Calcivertella</i> sp., <i>Baryshnikovia</i> sp., y <i>Syzrania</i> .
	Esponjas. <i>Chaetetes milleporaceous</i> (de acuerdo a West (1992, 1994) las siete especies carboníferas de <i>Chaetetes</i> en Norteamérica serían sinónimos).
	Corales. <i>Syringopora</i> sp., <i>Lophophyllidium</i> sp.,
	Briozoarios. Rhomboporidos <i>Rhombopora</i> sp. y fenestélidos <i>Fenestella</i> sp.
	Braquiópodos. Atíridos <i>Cleiothyridina</i> sp., <i>Composita</i> sp., Espiriferidos <i>Neospirifer</i> sp, <i>Punctospirifer</i> sp., <i>Anthracospirifer</i> sp., Productidos cf <i>Dictyoclostus</i> sp., <i>Antiquatonia coloradoensis</i> , <i>Linoproductus</i> sp.,
	Gasterópodos. Cf. <i>Donaldina robusta</i> , <i>Euomphalus</i> sp.
	Artrópodos. Fragmentos escasos de trilobites. Ostrácodos inconspicuos pero comunes.
	Equinodermos. Abundantes placas columnales de crinoides. <i>Pentaridica simplici</i> , <i>Pentagonopternix insculptus</i> , <i>Cyclocaudex</i> , <i>Mooreanteris waylandensis</i> , <i>Lamprosterigma mirificum</i> , <i>Lamprosterigma erathense</i> , <i>Cyclocrista martini</i> , <i>Preptopremnum rugosum</i> , <i>Preptopremnum leave</i> , <i>Heterostelechus keithi</i> , <i>Cycloscapus laevis</i> .

Anexo 2.- Características biostratinómicas y fosildiagenéticas analizadas del conjunto de fusulínidos.

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
1	I	IV	No	N	II	
2	I	III	No	N	II	
3	I	II	No	N	II	
4	II	II	No	N	III	
5	I	III	No	N	I	
6	I	IV	No	N	I	
7	I	III	No	N	III	
8	II	III	No	D	I	Deformado
9	I	I	No	N	I	
10	I	IV	No	N	II	
11	I	IV	No	N	I	
12	I	IV	No	N	I	Se ve parte interna
13	I	IV	No	N	II	
14	I	IV	No	N	I	
15	I	III	No	N	I	
16	I	III	No	N	III	
17	I	IV	No	N	III	Se ve parte interna
18	I	III	No	N	II	
19	I	IV	No	N	III	Se ve parte interna
20	I	II	No	N	II	
21	I	IV	No	N	I	
22	I	IV	No	N	II	
23	I	III	No	D	III	Deformado
24	I	IV	No	N	I	
25	I	II	No	N	I	
26	I	IV	No	N	III	
27	I	IV	No	N	III	Se ve parte interna
28	I	III	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
29	I	II	No	N	I	
30	I	IV	No	N	III	Perdiendo pared
31	I	II	No	N	I	
32	I	III	No	N	I	
33	I	II	No	N	II	
34	III	III	No	N	I	2 incrustantes
35	I	II	No	N	I	
36	I	IV	No	N	III	Se ve parte interna
37	I	II	No	N	I	
38	I	IV	No	N	III	
39	I	II	No	N	I	
40	II	II	No	N	I	
41	I	IV	No	N	III	Se ve parte interna
42	I	II	No	N	I	
43	II	III	No	N	I	
44	I	IV	No	N	I	
45	I	IV	No	N	III	
46	I	III	No	N	I	
47	I	IV	No	N	III	
48	I	IV	Si	N	I	
49	I	IV	No	N	I	
50	I	III	No	N	III	
51	I	III	No	N	II	
52	I	III	No	N	I	
53	I	III	No	N	II	
54	I	III	No	N	I	
55	I	IV	No	N	I	
56	I	III	No	N	II	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
57	I	III	No	N	I	
58	III	III	No	N	I	
59	II	III	No	N	II	
60	I	IV	No	N	II	
61	I	IV	No	N	I	
62	I	IV	No	N	I	
63	I	IV	No	N	I	
64	I	III	No	N	II	
65	I	IV	No	N	I	
66	I	III	No	N	I	
67	I	III	No	N	I	
68	I	IV	No	N	I	
69	I	II	No	N	II	
70	I	III	No	N	I	
71	I	III	No	N	III	
72	I	II	No	N	I	
73	I	II	No	N	I	
74	I	III	No	N	II	
75	III	IV	No	N	I	
76	I	IV	No	N	II	
77	I	III	No	N	IV	
78	I	IV	Si	N	I	
79	I	I	No	N	III	
80	I	II	No	N	I	
81	I	II	No	N	IV	
82	I	III	No	A	I	
83	I	II	No	N	I	
84	I	IV	No	N	III	
85	I	III	No	A	I	
86	I	III	No	A	I	
87	I	IV	No	N	II	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
88	I	IV	No	N	I	
89	I	III	No	A	I	
90	I	III	No	N	I	
91	I	IV	No	N	II	Con pérdida de pared
92	I	III	No	N	I	
93	I	IV	No	N	I	Con pérdida de pared
94	I	IV	No	N	I	
95	I	III	No	N	I	
96	II	III	No	N	I	
97	I	III	No	N	I	
98	I	III	No	N	II	
99	I	II	No	N	I	
100	I	III	No	N	I	
101	I	IV	No	N	I	
102	I	IV	No	N	II	
103	I	IV	No	N	I	
104	I	II	No	N	II	
105	II	II	No	N	I	
106	I	IV	No	N	I	
107	I	II	No	N	III	
108	I	III	No	N	I	
109	I	IV	No	N	I	
110	I	III	No	N	II	
111	I	IV	No	N	I	
112	I	III	No	N	I	
113	I	II	No	N	I	
114	I	III	No	N	I	
115	I	III	No	A	I	
116	I	IV	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
117	I	III	No	N	I	
118	I	II	No	N	II	
119	I	II	No	N	I	
120	I	III	No	N	I	
121	I	II	No	N	IV	Fusulinido emb.
122	I	II	No	N	I	
123	I	III	No	N	I	
124	I	IV	No	N	II	
125	I	IV	No	N	III	
126	I	IV	No	N	I	
127	I	III	No	N	II	
128	I	IV	No	N	I	
129	I	III	No	A	II	
130	I	III	No	N	I	
131	I	III	No	N	II	
132	I	IV	No	A	I	
133	I	IV	No	N	I	
134	I	III	No	N	I	
135	I	III	No	N	II	
136	I	IV	No	N	II	
137	I	II	No	N	I	
138	I	IV	No	N	I	
139	I	II	No	N	I	
140	I	IV	No	N	I	
141	I	IV	No	D	I	deformado
142	I	IV	No	N	III	
143	I	IV	No	N	I	
144	I	II	No	N	II	
145	I	IV	No	N	I	
146	¿?	III	No	N	I	
147	I	II	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
148	I	IV	No	N	III	
149	I	III	No	N	I	
150	I	III	No	N	I	
151	I	II	No	N	I	
152	I	II	No	D	I	redondeado
153	I	II	No	N	II	
154	I	III	No	N	I	
155	I	IV	No	N	I	
156	I	IV	No	N	I	
157	I	III	No	N	I	
158	I	IV	No	N	I	
159	I	III	No	A	I	
160	I	IV	No	D	II	Deformación por presión
161	I	IV	No	N	I	
162	I	IV	No	N	I	
163	¿?	IV	No	N	I	
164	I	IV	No	A	I	
165	I	III	No	N	I	
166	I	II	No	N	II	
167	I	IV	No	N	I	
168	I	II	No	N	I	
169	I	IV	No	D	I	Deformado
170	I	III	No	N	II	
171	I	III	No	N	III	
172	I	IV	No	N	II	
173	¿?	II	No	N	I	
174	II	III	No	N	I	
175	I	IV	No	N	I	
176	I	II	No	N	I	
177	I	II	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
178	I	II	No	N	II	
179	I	III	No	N	II	
180	I	II	No	N	II	
181	I	II	No	N	II	Con pérdida de teca
182	I	II	Si	D	III	Deformado
183	I	III	No	N	II	Sin canales
184	I	II	Si	N	I	
185	I	III	No	N	II	
186	II	III	No	N	I	
187	I	II	No	N	II	
188	II	III	No	N	I	
189	I	III	No	N	I	
190	I	II	No	N	II	Indentaciones
191	I	II	No	N	II	
192	I	II	No	N	I	
193	I	IV	No	N	I	
194	I	II	No	A	III	
195	I	IV	No	N	I	
196	II	III	No	N	I	
197	I	IV	No	N	I	
198	I	III	Si	N	I	
199	I	II	Si	N	II	
200	I	IV	No	N	III	
201	I	III	No	N	III	
202	I	IV	No	N	I	
203	I	IV	No	N	II	
204	I	II	No	N	I	
205	I	III	No	D	I	Deformado
206	I	IV	No	N	II	
207	I	IV	No	D	III	Deformado
208	I	IV	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
209	I	III	No	D	I	Deformado
210	I	IV	No	A	I	
211	I	III	No	N	I	
212	I	IV	No	N	II	
213	I	IV	Si	N	I	
214	I	IV	No	N	I	
215	I	III	No	N	III	
216	I	IV	No	N	II	
217	I	III	Si	N	I	
218	I	II	No	N	I	
219	I	III	No	N	I	
220	I	II	No	N	I	
221	I	II	No	N	I	
222	I	IV	No	D	I	Deformado
223	I	III	No	N	II	
224	I	IV	No	N	I	
225	I	II	No	N	II	
226	I	III	No	N	I	
227	II	III	No	N	II	
228	I	IV	No	N	II	
229	I	IV	No	N	I	
230	I	III	No	N	I	
231	I	IV	No	N	I	Sin ápices
232	I	II	No	N	I	
233	I	IV	No	N	I	
234	I	II	No	N	I	
235	I	IV	No	N	I	
236	I	IV	No	N	III	
237	I	II	No	N	I	
238	I	IV	No	N	I	
239	I	IV	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
240	I	III	No	N	II	
241	II	IV	No	N	I	
242	I	IV	No	N	I	
243	I	IV	No	N	I	
244	I	III	No	N	II	
245	I	III	No	N	II	
246	II	IV	No	N	I	
247	II	IV	No	N	I	
248	I	IV	No	N	II	
249	I	III	No	N	I	
250	I	II	No	N	I	
251	II	III	No	N	I	
252	I	III	No	N	I	
253	I	IV	No	N	II	
254	I	IV	No	N	I	
255	I	IV	No	N	III	
256	I	IV	No	N	II	
257	I	IV	No	N	III	
258	I	III	No	N	I	
259	I	IV	No	N	I	
260	I	III	No	N	I	
261	II	II	No	N	I	
262	I	III	No	N	II	
263	I	II	No	N	I	
264	I	II	No	N	I	
265	I	IV	No	N	II	
266	I	II	No	N	I	
267	I	II	No	N	I	
268	I	III	No	N	I	
269	I	IV	No	N	I	
270	I	II	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
271	I	II	No	N	I	
272	I	III	No	N	I	
273	I	IV	No	N	II	
274	I	IV	No	N	II	
275	I	IV	No	N	I	
276	I	II	No	N	I	
277	I	III	No	N	III	
278	I	IV	No	N	I	
279	I	IV	No	N	I	
280	I	II	No	N	I	
281	I	III	No	N	I	
282	I	III	No	N	I	
283	I	III	No	N	II	
284	I	III	No	N	I	
285	II	III	No	N	II	
286	I	II	No	N	III	
287	I	IV	No	N	III	
288	I	IV	No	N	I	
289	I	II	No	N	III	
290	I	IV	No	N	I	
291	II	IV	No	N	I	
292	I	III	No	N	I	
293	I	III	No	N	III	
294	I	III	No	N	I	
295	I	II	No	N	I	
296	I	IV	No	N	I	
297	I	IV	No	N	I	
298	I	IV	No	N	II	
299	II	IV	No	N	II	
300	I	II	No	N	I	
301	I	II	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
302	I	IV	No	N	III	
303	II	III	No	N	II	
304	I	IV	No	N	III	
305	I	IV	No	N	III	
306	I	II	No	N	I	
307	I	II	No	N	I	
308	I	IV	No	N	I	
309	I	II	No	N	I	
310	I	IV	No	N	I	
311	I	IV	No	N	II	
312	I	IV	No	N	II	
313	I	II	No	N	I	
314	I	IV	No	N	I	
315	I	IV	No	A	III	
316	I	IV	No	N	III	
317	I	III	No	N	I	
318	I	III	No	A	I	
319	I	IV	No	N	IV	
320	II	II	No	N	II	
321	I	III	No	N	I	
322	I	IV	No	N	II	
323	I	IV	No	A	I	
324	I	IV	No	D	I	Deformado
325	II	IV	No	N	III	
326	I	IV	No	D	I	Comprimido y deformado
327	I	III	No	N	I	
328	I	IV	No	N	I	
329	I	IV	No	N	I	
330	I	IV	No	N	I	
331	I	II	No	N	II	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
332	I	III	No	N	I	
333	I	III	No	N	II	
334	I	II	No	N	II	
335	I	III	No	N	I	
336	I	III	No	N	I	
337	I	III	No	N	I	
338	I	IV	No	N	III	
339	I	IV	No	N	III	
340	I	II	No	N	I	
341	I	IV	No	N	I	
342	I	IV	No	N	II	
343	I	II	No	N	II	
344	I	III	No	N	III	
345	I	III	No	N	II	
346	II	IV	No	N	I	
347	I	III	No	N	II	
348	I	II	No	N	II	
349	I	IV	No	N	I	
350	I	II	No	N	I	
351	I	IV	No	N	I	
352	I	II	No	N	II	
353	I	II	No	N	II	
354	I	II	No	N	I	
355	I	III	No	N	III	
356	I	III	No	N	I	
357	I	III	No	N	I	
358	I	IV	No	N	III	
359	I	III	No	N	I	
360	I	II	No	N	II	
361	I	IV	No	N	I	
362	I	III	No	N	I	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
363	I	IV	Si	N	I	Sin apices
364	I	III	No	N	II	
365	I	IV	No	N	II	
366	I	IV	No	N	I	
367	I	III	No	N	I	
368	I	III	No	N	III	
369	I	IV	No	N	III	
370	I	II	No	N	I	
371	I	IV	No	N	II	
372	I	III	No	N	III	
373	I	IV	Si	N	I	
374	I	III	No	N	II	
375	I	IV	No	D	I	Deformado
376	I	IV	No	N	III	
377	I	III	No	N	I	
378	I	III	No	D	I	Deformado
379	I	IV	No	N	III	
380	I	III	No	N	I	
381	I	IV	No	N	II	

# ejemplar	Incrustación I, II, III, IV, V	Corrosión I, II, III, IV	Fragmentación	Compactación N, A, D	Disolución I, II, III, IV	Observaciones
382	I	IV	No	N	II	
383	I	IV	No	N	I	
384	I	IV	No	N	II	
385	I	IV	No	N	I	
386	I	IV	No	A	I	
387	I	III	No	N	I	
388	I	III	No	N	II	
389	I	II	No	D	I	Deformado
390	I	II	Si	N	I	
391	I	II	No	N	I	
392	I	IV	No	N	I	
393	I	III	No	N	II	
394	II	III	No	N	II	
395	I	IV	No	N	I	
396	I	IV	No	N	III	
397	I	IV	No	D	I	Deformado
398	I	IV	No	N	III	
399	I	IV	No	N	III	
400	I	III	No	N	I	

Anexo 3.- Caracteres tafonómicos examinados para el análisis de los braquiópodos.

#	ARTICULACIÓN	FRACTURA	CORRASIÓN I, II, III, IV	INCRUSTACIÓN	REORIENTACION
1	N	C	III	1	P
2	A	C	IV	1	P
3	N	F	III	1	P
4	N	F	III	1	P
5	A	C	III	1	P
6	N	C	III	1	P
7	N	C	II-III	1	P
8	N	F	III	1	P
9	N	C	III-IV	1	P
10	A	C	II-III	1	P
11	N	F	III	1	P
12	A	C	II	1	P
13	N	F	III	1	P
14	A	C	III-IV	1	P
15	N	C	III con microperforación	1	P
16	A	C	III	1	P
17	A	F	III-IV	1	P
18	N	C	IV	1	P
19	A	C	IV	1	P
20	A	C	IV	1	P
21	N	C	IV	1	P
22	N	C	IV	1	P
23	N	F	III	1	P

24	A	C	IV	1	P
25	A	C	IV	1	P
#	ARTICULACIÓN	FRACTURA	CORRASIÓN I, II, III, IV	INCRUSTACIÓN	REORIENTACION
26	N	C	IV	1	P
27	N	C	IV	1	P
28	A	C	IV	2 (gasterópodo)	P
29	A	C	III	1	P
30	N	F	IV	1	P
31	A	F	IV	1	P
32	A	C	IV	1	P
33	A	C	III	1	P
34	N	C	IV	1	P
35	N	C	IV	1	P
36	N	C	IV	1	P
37	N	C	IV	1	P
38	A	F	III	1	P
39	N	F	III	1	P
40	A	C	III	1	P
41	A	C	III	1	P
42	A	C	IV	1	P
43	N	F	IV	1	P
44	A	C	IV	1	P
45	A	F	IV	1	P
46	N	C	IV	1	P

47	A	F	IV	1	P
48	N	F	IV	1	P
49	A	C	IV	1	P
50	A	C	IV	1	P
#	ARTICULACIÓN	FRACTURA	CORRASIÓN I, II, III, IV	INCRUSTACIÓN	REORIENTACION
51	A	F	IV	1	P
52	¿	C	IV	1	P
53	¿	F	IV	1	P
54	A	C	IV	1	P
55	A	C	III	1	P
56	A	C	IV	1	P

57	A	C	IV	1	P
#	ARTICULACIÓN	FRACTURA	CORRASIÓN I, II, III, IV	INCRUSTACIÓN	REORIENTACION
58	A	C	IV con microperforación.	1	P
59	A	C	IV	1	P
60	A	C	IV	1	P
61	A	F	IV	1	P
62	A	F	IV	1	P
63	A	F	IV	1	P

Anexo 4.- Medidas de las conchas y características biostratinómicas analizadas del conjunto de gasterópodos cf. *Donaldina robusta*.
Fragmentación: C- Concha completa I- Concha incompleta. Corrasión: A- Alta, M- Media, B- Baja.

#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrasión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrasión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrasión
1	7.15	2.99	12	C	B	25	6.37	2.73	350	C	B	49	3.78	2.36	54	C	B
2	7.67	3.64	223	C	B	26	6.76	2.99	152	C	B	50	7.8	3.9	164	C	M
3	7.93	3.25	60	C	B	27	5.2	2.86	35	C	B	51	4.94	2.47	54	C	B
4	7.8	2.6	43	C	B	28	6.76	3.38	304	C	B	52	5.2	2.47	149	C	B
5	6.89	2.73	163	C	B	29	7.28	3.25	285	C	B	53	5.2	3.25	340	C	B
6	5.2	2.47	305	C	B	30	5.59	2.86	135	C	M	54	5.07	3.25	148	C	B
7	6.76	2.6	197	C	B	31	8.45	2.47	115	C	B	55	5.85	2.99	320	C	B
8	6.24	3.25	193	C	B	32	7.8	3.9	219	C	B	56	5.07	2.86	159	C	B
9	7.41	3.25	217	C	B	33	8.97	3.9	69	C	B	57	6.5	2.47	48	C	B
10	6.63	2.73	13	C	B	34	8.45	3.9	250	C	B	58	6.76	3.38	313	C	B
11	8.19	2.73	11	C	B	35	7.02	3.64	94	C	B	59	6.5	2.86	252	C	B
12	5.46	2.21	230	C	B	36	7.54	4.16	311	C	B	60	5.59	2.6	68	C	B
13	6.5	2.73	313	C	B	37	6.37	2.73	157	C	B	61	7.8	4.55	6	C	B
14	4.94	2.86	350	C	B	38	8.06	4.03	86	C	B	62	5.2	2.47	7	C	B
15	8.00	3.8	272	C	B	39	8.58	4.16	63	C	B	63	9.1	4.16	204	C	B
16	8.58	3.77	69	C	M	40	5.2	2.47	338	C	B	64	5.2	2.47	67	C	M
17	7.8	3.25	231	C	B	41	5.46	4.95	84	C	M	65	3.30	1.98	232	C	B
28	7.8	3.9	317	C	B	42	6.37	2.99	94	C	B	66	2.36	1.89	281	C	B
19	8.45	4.03	280	C	B	43	3.64	2.34	307	C	B	67	2.93	1.70	256	C	B
20	7.93	2.99	72	C	B	44	5.2	2.73	88	C	B	68	4.25	2.60	143	C	B
21	7.02	3.9	66	C	B	45	6.37	3.51	332	C	A	69	3.59	1.51	66	C	B
22	7.54	3.25	110	C	B	46	7.15	3.38	288	C	B	70	1.41	1.27	128	C	B
23	5.85	2.86	338	C	B	47	6.76	2.6	129	C	B	71	2.36	1.21	274	C	B
24	6.5	3.38	62	C	A	48	7.8	2.86	100	C	B	72	2.83	1.51	69	C	B

#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión
73	3.12	1.67	337	C	B	101	5.59	2.6	259	C	B	129			156	I	B
74	6.14	2.83	310	C	B	102	2.73	2.21	144	C	B	130			28	I	B
75	4.25	2.36	207	C	B	103	2.60	1.95	70	C	B	131			310	I	B
76	5.67	2.83	228	C	B	104	3.9	2.21	237	C	B	132			206	I	B
77	6.14	2.84	187	C	B	105	2.73	1.82	12	C	B	133			127	I	B
78	3.30	1.70	54	C	B	106	2.8	1.62	314	C	B	134			196	I	B
79	5.85	1.98	119	C	B	107	2.4	1.56	311	C	B	135			82	I	B
80	6.37	2.47	162	C	B	108	2.4	1.62	239	C	B	136			116	I	B
81	5.2	2.34	62	C	B	109	2.00	1.62	157	C	M	137			36	I	M
82	6.76	2.21	225	C	B	110	2.4	1.62	318	C	B	138			238	I	B
83	6.37	1.56	234	C	B	111			265	I	B	139			162	I	B
84	6.76	2.73	8	C	B	112			70	I	B	140			22	I	B
85	6.5	2.73	44	C	M	113			82	I	B	141			223	I	B
86	5.07	2.73	300	C	B	114			262	I	B	142			114	I	B
87	4.25	2.73	162	C	B	115			202	I	B	143			135	I	B
88	5.2	2.34	163	C	B	116			269	I	B	144			116	I	B
89	5.2	2.73	290	C	B	117			29	I	M	145			155	I	B
90	5.85	3.50	115	C	B	118			153	I	B	146			96	I	B
91	3.9	1.95	77	C	B	119			59	I	B	147			63	I	B
92	3.51	1.56	294	C	B	120			291	I	B	148			146	I	B
93	3.9	2.47	3	C	B	121			171	I	B	149			196	I	B
94	5.85	2.73	177	C	B	122			260	I	B	150			261	I	B
95	2.47	2.73	39	C	B	123			218	I	B	151			147	I	M
96	3.9	1.95	251	C	B	124			82	I	B	152			232	I	B
97	3.9	2.21	27	C	B	125			144	I	B	153			71	I	B
98	1.69	1.56	183	C	B	126			79	I	M	154			21	I	B
99	4.03	1.69	108	C	B	127			328	I	B	155			80	I	B
100	6.5	2.99	252	C	B	128			83	I	B	156			233	I	B

#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión	#	Alto (mm)	Ancho (mm)	Orientación. (Angulo en grados)	Fragmentación	Corrosión
157			270	I	B	164			215	I	B	171			44	I	B
158			58	I	B	165			68	I	B	172			63	I	B
159			54	I	B	166			198	I	B	173			8	I	B
160			67	I	B	167			57	I	B	174			328	I	B
161			51	I	B	168			300	I	B	175			311	I	B
162			219	I	B	169			230	I	B	176			9	I	M
163			33	I	M	170			202	I	B						

Anexo 5.- Caracteres tafonómicos examinados para el análisis de los crinoideos.

#	Incrustación	Corrosión	Articulación	Fragmentación	Compactación	Disolución
1	5	5	B 10	a	A	P
2	5	2	B6 (2N3)	a	MA	A
3	5	5	B9	a	A	-
4	5	3	B19+	a	A	A
5	5	3	B17	a	?	-
6	5	5	B12	a	B	P
7	5	2	B2	a	MB	A
8	1	4	B3	a	MB	P
9	1	5	B1N6	a	MA	P
10	1	4	B7	a	B	P
11	1	5	B15	a	A	P
12	1	5	B8	a	A	P
13	1	3	B5	a	A	P
14	1	4	B5	a	B	P
15	1	5	B4	a	B	P
16	1	3	B7	a	A	P
17	1	5	B7	a	A	P
18	1	3-4	B5N3	a	B	P
19	1	4	B2N2	a	B	P
20	1	5	B7	a	MA	P
21	1	2	B15	a	MB	P
22	1	2	B7	a	MB	P
23	1	5	B15	a	B	P
24	1	5	B9	a	A	P
25	1	4	B10	a	?	P
26	1	5	B15	a	A	P
27	1	5	B12	a	B	P
28	1	5	B7	a	MB	P
29	1	5	B9	a	A	P

#	Incrustación	Corrosión	Articulación	Fragmentación	Compactación	Disolución
30	1	5	B7	a	A	P
31	1	3	B10	a	MB	P
32	1	3	B3	a	MB	P
33	1	5	B3N4	a	A	P
34	1	5	B6	a	B	P
35	1	5	B8	a	B	P
36	1	3	B12	a	A	P
37	1	3	B 3	a	MB	P
38	1	3	MB	a	MB	P
39	1	5	MB	a	MB	P
40	1	2	MB	a	MB	P
41	1	3	MB	a	MB	P
42	1	5	MB	a	MB	p
43	1	4	MB	a	MB	P
44	1	5	B 8	a	MA	P
45	1	2	B 5n5	a	A	P
46*	2	4	B 6	a	?	P
47*	2	5	B5	a	MB	P
* 48	1	3	B?	a	B	P
49	1	4	B 2	a	MB	P
50	1	3	B 2	a	MB	?
51	1	4	MB	a	MB	P
52*	2	3	B 11	a	MB	P
** 53	1	4	B9	a	MB	P
54	5	5	B1n2	a	B	P
55	1	3	MB	a	MB	P
56	1	4	B3	a	MB	P

#	Incrustación	Corrosión	Articulación	Fragmentación	Compactación	Disolución
57	1	4	Bn1	a	MB	P
58	1	5	B5	a	MB	P
59	1	5	B2n7	a	MB	P
60	1	3-4	B2n4	a	MB	P
61	1	5	B6	a	MB	P
62	1	5	B6	a	?	P
63	1	5	B2	a	MB	P
64	1	5	B10	a	A	P
65	3	5	B9n(2)3	a	MA	P
66	1	5	B7	a	MA	P
67	1	4	B4	a	MB	P
68	1	?	B11	p	?	P
69	1	4	B7	p	MB	P
¹ 70	1	5	B8	p	MB	P
71	1	4	B2	a	B	P
72	1	3-4	B2	a	MB	P
73	1	5	B8	a	MB	P
74	1	4	B7	a	A	P
75	1	3	B3	a	?	P
76	1	5	MB	a	MB	P
77	1	5	B n8	a	MB	P
78	1	5	B4	a	MB	P
79	1	4	B4	a	A	P
80	1	4	B4	a	A	P
81	1	5	B4	a	B	P
82	1	?	B6	p	?	P
83	1	5	B6	a	MB	P
84	1	4	Bn4	a	MB	P
85	1	2-3	B3	p	B	P

¹ En la zona que se presentó el briozoario no se pudo contar el número de placas. Incrustación en vida. * briozoario. ** perforación. *** perforación.

#	Incrustación	Corrosión	Articulación	Fragmentación	Compactación	Disolución
86	1	5	B7	a	MA	P
87	1	3-4	B4	p	MA	P
88	2	5	Bn4	a	A	P
89	1	3-4	B3	a	MB	P
90	1	4	B5	a	B	P
91	2	3	B5	a	MA	P
92	1	5	B10	a	?	P
93	1	3	B1-3	p	MB	P
94	1	3	B4	a	MA	P
95	1	5	B1n2	a	MA	P
96	1	5	B5	a	MA	P
97	1	5	B6	a	MA	P
98	1	2-3	Bn4	a	A	P
99	1	5	B6	a	B	P
100	1	5	B4	a	?	P
101	1	4	B3	a	B	P
102	1	4	B5	a	B	P
103	1	5	B4	a	B	P
104	1	2	B1n6	a	MB	P
105	1	5	B4n5	a	MA	P
106	1	4	B5	a	MA	P
107	1	3	B6	a	MB	P
108	1	3	B3	a	?	P
109	1	4	B5	a	MB	P
110	1	3	Bn1	a	B	P
111	1	2	B3	a	MB	P
112	1	2	B2	a	MB	P
113	1	4	B6	a	MA	P
114	1	5	MB	a	MB	P

Anexo 5 a.- Datos de orientación de crinoideos con respecto al estrato. P- Concordante, Q- Oblicua, T- Perpendicular

# ej.	Orientación										
1	T	18	Q	35	P	52	T	69	P	86	P
2	T	19	T	36	P	53	P	70	P	87	Q
3	P	20	P	37	T	54	Q	71	P	88	Q
4	P	21	P	38	T	55	T	72	P	89	Q
5	T	22	T	39	T	56	T	73	P	90	T
6	P	23	T	40	T	57	T	74	P	91	T
7	T	24	T	41	P	58	T	75	P	92	P
8	Q	25	T	42	P	59	T	76	P	93	P
9	P	26	Q	43	T	60	P	77	T	94	P
10	P	27	Q	44	Q	61	P	78	T	95	T
11	Q	28	Q	45	T	62	T	79	Q	96	P
12	T	29	T	46	P	63	Q	80	P		
13	P	30	T	47	P	64	P	81	P		
14	P	31	T	48	T	65	T	82	P		
15	T	32	P	49	P	66	P	83	P		
16	T	33	P	50	P	67	P	84	P		
17	T	34	P	51	T	68	T	85	P		