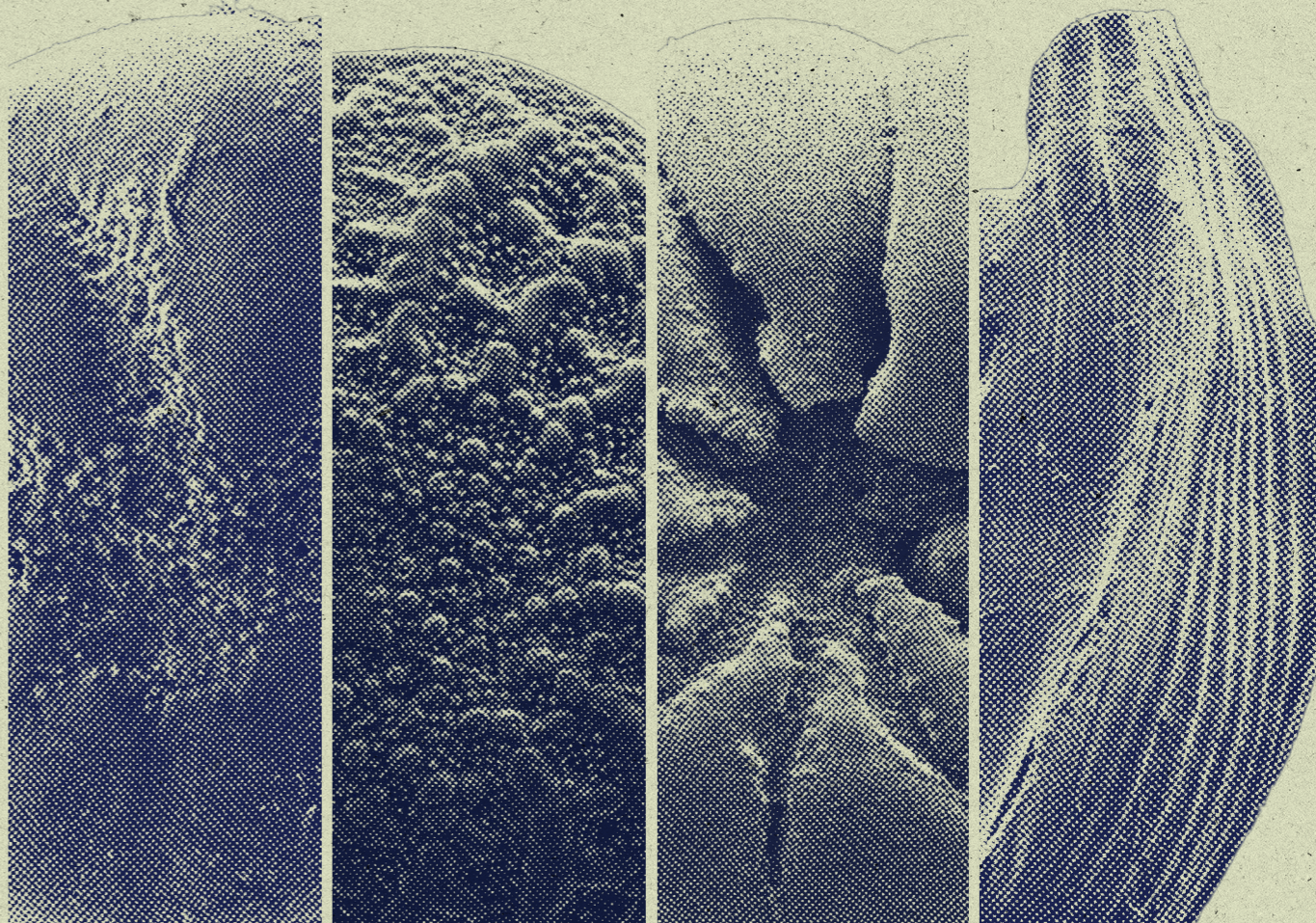




Universidad
Católica de
Valencia
San Vicente Mártir

Tesis doctoral



El estudio de los paleoambientes de la Albufera de Valencia en el periodo Holoceno, deducidos a partir de las asociaciones de especies de foraminíferos bentónicos y del estudio de las variables del medio natural, ha permitido identificar cambios en su evolución, así como cambios climáticos en los últimos 8500 años.

Para ello se analizaron 5 testigos extraídos de la zona norte, en los cuales se estudiaron un total de 53.208 caparazones de foraminíferos bentónicos y se identificaron hasta 59 especies. Esto permitió, por un lado, registrar los cambios en la asociación de foraminíferos a lo largo de los testigos y su relación con las variables ambientales (tamaño de grano del sedimento, contenido en carbonato cálcico y proporción de materia orgánica) mediante los análisis estadísticos (clúster tipo Q y RDA). Estos análisis han identificado la tipología del sustrato y el contenido en carbonato cálcico como claves en la distribución de la asociación dominante de foraminíferos bentónicos en la Albufera de Valencia. El método estadístico (RDA) constituye un aporte metodológico a la mera autoecología de las especies como base para inferir el paleoambiente.

La asociación dominante en los testigos analizados presenta las siguientes especies: *Ammonia tepida*, *Haymesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Pseudolachlanella eburnea* y *Miliolinella circularis*. Esta asociación va variando a lo largo de los testigos, lo que permite inferir hasta cinco paleoambientes distintos.

Por otro lado, las evidencias paleontológicas y sedimentológicas de los depósitos y su correlación cronoestratigráfica (mediante C^{14} y AAR) ha

evidenciado la evolución de la Albufera de Valencia y la conexión con eventos climáticos globales. El periodo estudiado Holoceno o MIS 1 (11,5 ka cal BP-actualidad) se caracteriza por ser más cálido que el periodo glacial previo. En el comienzo del Holoceno medio hasta el Óptimo Climático Holoceno se instala una laguna salobre como respuesta al relleno de la cuenca debido al pulso eustático del MIS 1, lo que implica el inicio del sistema actual de laguna litoral. El máximo de la transgresión marina se mantiene hasta 5,2 cal yr BP, al menos hasta 3 km de la posición de la costa actual, en facies de laguna conectada con el mar abierto, tras la cual se registra una laguna salobre que se consolida de forma definitiva alrededor del 2,6 cal yr BP y que se aísla de forma progresiva. Posteriormente, se reconoce el relleno de la cuenca mediante eventos de inundación del Turia y la migración de su desembocadura en el 1,6 cal yr BP, lo que refuerza la barrera costera. A partir de hace 820 años se desarrolla el ambiente de laguna actual con facies de marjal alrededor de la laguna que, favorecido por la acción antrópica, se convirtió en la llanura aluvial actual.

En el registro estudiado se constata la influencia de los eventos fríos holocenos 8.2 ka, 4.2 ka, 2.8 ka como los más significativos en la evolución de la Albufera de Valencia. Esto junto, con los distintas velocidades de ascenso del nivel mar en el Mediterráneo occidental durante 8500 años, definió el desarrollo de los paleoambientes y su relación con las barreras costeras holocenas.

La Albufera de Valencia: variaciones del nivel del mar y cambios climáticos holocenos mediante el estudio de foraminíferos bentónicos.

2020

La Albufera de Valencia: variaciones del nivel del mar y cambios climáticos holocenos mediante el estudio de foraminíferos bentónicos.

Realizado por: María López Belzunce



Universidad
Católica de
Valencia
San Vicente Mártir

Dirigido por:

Dra. Ana María Blázquez Morilla
Dra. Pilar Carmona González

Dra. D.^a ANA MARÍA BLÁZQUEZ MORILLA, Vicedecana de la Facultad de Veterinaria y Ciencias Experimentales de la Universidad Católica de Valencia

Dra. D.^a PILAR CARMONA GONZÁLEZ, Profesora Titular de la Facultat de Geografia i Historia de la Universitat de València.

CERTIFICAN:

Que la presente tesis doctoral titulada “La Albufera de Valencia: variaciones del nivel del mar y cambios climáticos holocenos mediante el estudio de foraminíferos bentónicos”. ha sido realizada por D^a María Amparo López Belzunce bajo nuestra dirección, en el Programa de Doctorado Ciencias de la Vida y Medio Natural para la obtención del título de Doctor por la Universidad Católica de Valencia San Vicente Mártir.

Para que así conste a los efectos legales oportunos, se presenta esta tesis doctoral y se extiende la presente certificación en Valencia, a 21 de septiembre de 2020.

Fdo.: Ana M^a Blázquez Morilla

Fdo.: Pilar Carmona González

La Albufera de Valencia:
variaciones del nivel del mar y cambios
climáticos holocenos mediante el
estudio de foraminíferos bentónicos



Universidad
**Católica de
Valencia**
San Vicente Mártir

TESIS DOCTORAL
2020

Presentada por:

María López Belzunce

Dirigida por:

Dra. Ana María Blázquez Morilla

Dra. Pilar Carmona González

A mi abuela Amparo

*"Qué inapropiado llamar Tierra a este planeta,
cuando es evidente que debería llamarse Océano"*
Arthur C. Clarke

Índice

Agradecimientos	1
Resumen.....	5
Abstract	7
1. <u>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....</u>	9
1.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN	16
1.1.1. EVOLUCIÓN CLIMÁTICA PALEOAMBIENTAL	19
1.1.2. CICLOS DE BOND	23
Bond 8: 11.1 ka Fin del Younger Dryas.....	23
Bond 5: 8.2 ka	24
Bond 4: Transgresión marina Holocena 5.9 ka.....	27
Bond 3: 4.2 ka	28
Bond 2: 2.8 ka	29
Bond 1: 1.4 ka.....	30
1.1.3. EVOLUCIÓN HOLOCENA EN OTRAS LAGUNAS DE LA CUENCA OESTE MEDITERRÁNEA.....	33
Italia.....	33
Francia.....	35
España	36
1.1.4. ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO	39
2. <u>CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO.....</u>	41
2.1. ESTADO ACTUAL DE LA ALBUFERA DE VALENCIA	45
Funcionamiento e Hidrología de la albufera	45
Valores ambientales del agua de la laguna	49
Climatología	49
Marco Oceanográfico	51
Corrientes y Oleaje	51
Vientos.....	57
Problemática medioambiental de la laguna	59
Eutrofización y contaminación de la laguna	60
2.2. GEOMORFOLOGÍA DEL SISTEMA LAGUNAR	61
Las llanuras de inundación	61
La barrera costera	63
3. <u>CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS.....</u>	69
3.1. EXTRACCIÓN DE MUESTRAS/ TRABAJO DE CAMPO.....	70

3.2. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS.....	74
3.3. ANÁLISIS MICROPALAEONTOLÓGICOS E ÍNDICES DE DIVERSIDAD	74
Tamaño Muestral.....	75
Valores de diversidad	76
Microscopía Electrónica de Barrido	78
3.4. DATACIONES	78
Datación por racemización de aminoácidos.....	79
3.5. VARIABLES AMBIENTALES	80
Sedimentología, Materia Orgánica y Carbonato Cálcico.....	80
3.6. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS	83
3.7. VALIDACIÓN DEL MÉTODO	85
3.8. ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS Y PALEOAMBIENTES	99
3.9. CARACTERIZACIÓN DE AMBIENTES/ PALEOAMBIENTES.....	101
4. CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	105
4.1. SONDEO SAL 1/2	106
4.1.1. MICROPALAEONTOLOGÍA Y VARIABLES AMBIENTALES SAL 1/2	108
Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.....	118
4.1.2. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL SAL 1/2	120
4.2. SONDEO TREMOLAR 2	125
4.2.1. MICROPALAEONTOLOGÍA Y VARIABLES AMBIENTALES TRE 2.....	126
Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.....	133
4.2.2. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL TRE 2.....	135
4.3. SONDEO TREMOLAR 3	139
4.3.1. MICROPALAEONTOLOGÍA Y VARIABLES AMBIENTALES TRE 3	140
Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.....	147
4.3.2. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL TRE 3.....	148
4.4. SONDEO SAL 3	152
4.4.1. MICROPALAEONTOLOGÍA Y VARIABLES AMBIENTALES SAL 3	153
Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.....	165
4.4.2. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL SAL 3	166
4.5. SONDEO SAL 4	171
4.5.1. MICROPALAEONTOLOGÍA Y VARIABLES AMBIENTALES SAL 4	172
Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.....	181
4.5.2. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL SAL 4.....	182
4.6. VARIABLES AMBIENTALES Y ASOCIACIONES FÓSILES DE FORAMINÍFEROS EN LA ALBUFERA DE VALENCIA	186
4.7. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y EVENTOS CLIMÁTICOS IDENTIFICADOS EN LA ALBUFERA DE VALENCIA.	189
Fase I: Comienzo del Holoceno medio y evento 8.2 ka hasta el comienzo del Óptimo Climático Holoceno	193

Fase II: Del Óptimo Climático Holoceno hasta el evento frío de Bond 4.2 ka (4.380 ± 130 cal yr BP).....	199
Fase III: Desde 3.710 ± 130 cal yr BP) hasta el evento frío 2.8 ka (2.941 ± 181 cal yr BP).....	206
Fase IV: Desde el evento frío 2.8 ka (2.648 ± 285 cal yr BP) a la migración del Turia (1.650 BP).....	207
Fase V: Desde la migración del Turia (1.650 BP) hasta el 820 ± 90 cal yr BP.....	210
Fase VI: Desde el 820 ± 90 cal yr BP hasta el presente.....	213
4.8. NIVEL RELATIVO DEL MAR Y EVOLUCIÓN DE LA BARRERA COSTERA	
HOLOCENA.....	215
Tasas de sedimentación.....	219
Facies transgresivas y regresivas de la barrera.....	220
5. CAPÍTULO 5. SISTEMÁTICA.....	228
5.1. SISTEMÁTICA DE FORAMINÍFEROS.....	229
ORDEN LAGENIDA.....	230
<i>Hyalinonetrion gracillimum</i> (Seguenza, 1862).....	230
ORDEN LITUOLIDA.....	231
<i>Entzia macrescens</i> (Brady, 1870).....	231
<i>Haplophragmoides</i> sp.....	232
<i>Trochammina inflata</i> (Montagu, 1808).....	232
Orden MILIOLIDA.....	233
<i>Adelosina bicornis</i> (Walker y Jacob, 1798).....	233
<i>Adelosina colomi</i> (Le Calvez y Le Calvez, 1958).....	235
<i>Adelosina mediterraneensis</i> (Le Calvez y Le Calvez).....	236
<i>Adelosina longirostra</i> (d'Orbigny, 1846).....	236
<i>Adelosina pulchella</i> (d'Orbigny, 1826).....	237
<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss, 1850).....	238
<i>Lachlanella undulata</i> (d'Orbigny, 1852).....	239
<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny, 1826).....	240
<i>Miliolinella circularis</i> (Bornemann, 1855).....	241
<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu, 1803).....	243
<i>Miliolinella webbiana</i> (d'Orbigny, 1839).....	244
<i>Nubecularia lucifuga</i> Defrance, 1825.....	245
<i>Pseudolachlanella eburnea</i> (d'Orbigny, 1839).....	246
<i>Pseudotriloculina rotunda</i> (Schlumberger, 1893).....	247
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> d'Orbigny, 1839.....	248
<i>Quinqueloculina duthiersi</i> (Schlumberger, 1886).....	249
<i>Quinqueloculina elongata</i> Natland, 1938.....	249
<i>Quinqueloculina reticulata</i> (d'Orbigny, 1826).....	250
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linnaeus, 1758).....	250

<i>Quinqueloculina vulgaris</i> d'Orbigny, 1826	252
<i>Siphonina reticulata</i> (Czjžek, 1848).....	253
<i>Sigmoilina grata</i> (Terquem, 1878)	253
<i>Siphonaperta aspera</i> d'Orbigny, 1826.....	254
<i>Spiroloculina canaliculata</i> d'Orbigny, 1846	255
<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny, 1846	256
<i>Triloculina oblonga</i> (Montagu, 1803).....	257
<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck, 1804)	257
Orden ROTALIIDA	258
<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus, 1758)	258
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926).....	260
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858).....	261
<i>Astrononion sidebottomi</i> Cushman y Edwards, 1937	263
<i>Aubignyna perlucida</i> (Heron-Allen y Earland, 1913)	263
<i>Buccella granulata</i> (Di Napoli Alliata, 1952)	264
<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen y Earland, 1930	266
<i>Bolivina spathulata</i> (Williamson, 1858).....	267
<i>Bolivina punctata</i> d'Orbigny, 1848.....	268
<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny, 1826.....	269
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny, 1839).....	270
<i>Cancris auricula</i> (Fichtel y Moll, 1798).....	271
<i>Cibicidoides lobatulus</i> (Walker y Jacob, 1798)	272
<i>Cibicidoides variabilis</i> (d'Orbigny, 1826).....	273
<i>Criboelphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)	274
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)	276
<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny, 1839)	277
<i>Elphidium crispum</i> (Linnaeus, 1758).....	277
<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel y Moll, 1798)	279
<i>Elphidium williamsoni</i> Haynes, 1973.....	280
<i>Hanzawaia boueana</i> (d'Orbigny, 1846)	281
<i>Haynesina depressula</i> (Walker y Jacob, 1798).....	282
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)	283
<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak, 1888)	284
<i>Nonion commune</i> (d'Orbigny, 1846).....	285
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826	286
<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss, 1850).....	288
<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman, 1915).....	289
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826.....	290
<i>Rosalina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826.....	291
<i>Uvigerina</i> sp.	292
Orden TEXTULARIIDA.....	293
<i>Discorinopsis aguayoi</i> (Bermúdez, 1935)	293

LÁMINA I.....	295
LÁMINA II.....	297
LÁMINA III.....	299
LÁMINA IV.....	301
LÁMINA V.....	303
6. CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	305
7. BIBLIOGRAFÍA.....	313
<i>ANEXO I. GLOSARIO DE TÉRMINOS.....</i>	<i>341</i>
<i>ANEXO II. TABLAS.....</i>	<i>344</i>
<i>ANEXO III. PUBLICACIONES.....</i>	<i>357</i>

Agradecimientos

Es curioso como la vida te plantea retos, no puedo evitar fijarme en el comienzo de esta etapa, que comenzó en una crisis económica y que llega a su fin en plena crisis sanitaria, supongo que el final de la tesis debe ser una fase entre -1 y 0, algo así como total aislamiento y confinamiento. Al final estos momentos son los que te obligan a adaptarte en una dirección u otra, nos obliga a movernos y actuar y con este aprendizaje compartido comienzo los agradecimientos a todas las personas que me han apoyado en esta etapa, por orden alfabético en algunos momentos, porque hay cosas como el cariño, que no se pueden cuantificar.

No dejo de recordar aquel momento que hablé con mi directora la Dr. Ana María Blázquez la primera vez sobre realizar una tesis doctoral sobre foraminíferos, no pude evitarlo... me lo pensé lo que duró bajar y volver a subir las escaleras para decirle que sí. Y viendo el camino por el que he andado estos años no puedo dejar de agradecerte la oportunidad que me diste, todo el aprendizaje y crecimiento personal, donde me quedo con una gran relación personal. Te agradezco profundamente tu ayuda a lo largo de estos años. Me quedo con esos pequeños momentos, viendo foraminíferos, esas videollamadas a las doce de la noche, que nosotras ya llevábamos tiempo haciéndolas antes del confinamiento, las alegrías con la aceptación de los *papers* sabiendo todo el esfuerzo que hay detrás. La verdad que sin tu apoyo estoy segura que no hubiera llegado a donde estoy hoy en día, presentando esta tesis doctoral.

A mi codirectora la Dra. Pilar Carmona, por tu entusiasmo y alegría contagiosa en estudiar la Albufera de Valencia, tus consejos vitales y tu compañía en los seminarios y congresos, muchas gracias por todo el apoyo. A la Dra. Ana Ejarque, Dr. José Miguel Ruiz y al Dr. Santiago Riera por esos momentos de sondeos en la Albufera. Al Dr. Jordi Guillem por tu ayuda y comentarios que sin duda han contribuido a mejorar esta tesis.

Al Dr. Joan Pretus por todas tus enseñanzas sobre estadística y tu cálida acogida en la Universidad de Barcelona donde realicé el máster y que dio origen a mi primer *paper*. En ese año en Barcelona no puedo dejar de acordarme de la Dra. Elena Perea, por esos momentos compartidos en la universidad, con sus platelmintos y mis foraminíferos, y fuera de ella, son esas amistades que perduran en el tiempo. A la Dra. Ana Rodríguez por esas

horas en el laboratorio dándonos apoyo moral en las horas interminables en la lupa, y a los compis de laboratorio, Borja Martínez, Joaquín Gómez y Dani Sanjuán. A los becarios y el laboratorio de la UCV, gracias por ayudarme a encontrar siempre el material que dejé guardado en algún cajón. A Juan Jiménez y Hugo Salais por algunas de las ilustraciones de esta tesis.

Y en el camino en estos años me he ido encontrando a personas estupendas que no quiero dejar de mencionar, a mis compañeras de Mora de Rubielos, por vuestro cariño, en especial a Ana y toda su familia por su convencimiento de que llegaría este momento. En mi etapa en la Secretaría General de Pesca en Madrid, a toda la planta, en especial, a Aurora por tu acogida, la oportunidad que me diste de crecimiento profesional y personal siempre la recordaré con gran cariño. A Borja, Ge, Julián y Omar por todo lo que aprendí en el Ministerio sobre el mundo de la pesca, que me permitió compatibilizarlo con mis foraminíferos y por esos momentos divertidos con los videos de despedida y celebraciones haciendo más ameno eso de estar lejos de casa. Muy especialmente a todos los becarios que muchos ya son amigos, Álvaro aunque ya no estés aquí, recuerdo con un cariño especial esas tardes de biblioteca, David quién me iba a decir el mundo yogui en el que entramos juntos en las clases de Miriam y que me ha ayudado mucho estos años, y esos reencuentros que son motivo de alegría. Sofía por apoyarme y comprenderme cada una con su mundo, y a todos los becarios que hemos compartido esas mesas de la SGEP: Alejandra, Mariles, Raquel... A Anna, la mejor compi de piso, por tu acogida en Madrid y esa comprensión que solo entienden los que van con la maleta a cuestras, esos cafés, llamadas y las preocupaciones compartidas en la vida del doctorando.

Y en esta última etapa en Tragsatec, con los grupos de acción local costera y el mundo de las ayudas europeas, FEMP, a todos los compis de oficina, en especial a Cati por tu compañía en esas escapadas que aunque son siempre improvisadas te apuntas sin dudarlo, por tus consejos estilísticos en la tesis y esas llamadas donde Antonio siempre escucha atento mis explicaciones sobre foraminíferos, así da gusto pareja ser amiga vuestra. A Cris por tu cálida bienvenida, por tu ayuda en esos momentos buenos y menos buenos, por los viajes a Canarias que aunque de intenso trabajo nos da un momento para respirar y esos cafés con tus niñas que nos permiten hablar a ratos, eres de esas personas de las que se pueden contar en los dedos de una mano. A Cristina por esos desayunos con nuestras charlas que me han ayudado en muchos momentos y esa energía que tienes que aunque no te lo creas no la

tienen muchas personas. A Kike por no ponerme pegadas nunca para poder acabar esta tesis, incluso insistiendo en que la acabara, que tu jefe te incentive a ello siempre es un aliciente. A ese grupo de bienvenida cuando aterricé en esta oficina, Diego, Juan, Rubén y esas conversaciones de series y FEMP, menuda combinación, y aunque ya es difícil cuadrar agendas, que alegría me llevo con nuestros reencuentros. A los momentos de desconexión con Cati, Elena y Pilar, gracias chicas. Las charlas terapéuticas con M^a Ángeles y con Olga. A Gemma, Lourdes, Nuria ... Gracias a todos por esos mensajes y videollamadas de apoyo en esta última etapa, si me dejo a alguien no me lo tengáis en cuenta, os tengo cariño a todos.

Y aunque los dejo para el final, los más importantes, a mi familia y a esas amigas de toda la vida. A Sara por estar ahí siempre, y cuando digo siempre es desde el colegio que no es poco, por tus consejos y llamadas siempre pendiente, por hacer de psicóloga, y por esos millones de encuentros que guardamos en nuestras mochilas vitales. A Rocío, esa artista, que aunque a veces nos cuesta hasta encontrar un rato para llamarnos, siempre ahí, siendo una constante en esta vida a veces un poco loca. A Ana, que con una llamada siempre estás ahí, además voy a aprovechar que esto queda por escrito para agradecerte todo el esfuerzo que has hecho estos últimos meses, que estoy segura de que tus pacientes dan gracias porque les haya tocado una enfermera como tú. A Consue, amiga por definición que ganas de vernos otra vez, siempre convencida de que algo mejor va a llegar, gracias por tu actitud siempre positiva. A ese grupo de whatsapp con Eva y Trini, intentando cuadrar agendas aunque a veces es complicado, que ganas de ver la carita Rodrigo el nuevo integrante de esta familia

A Vicente, gracias por tu comprensión, por animarme y por vivir la vida con una sonrisa haciendo más llevadero todo esto, porque todo pasa y todo llega, los momentos menos buenos y buenísimos, realmente solo existen esas dos categorías. A mis padres Amparo y Pepe, gracias de corazón por todo, por animarme siempre, por ser un apoyo constante en mi vida y estar convencidos de que iba a llegar a todo lo que me propusiera, todo lo que diga no va a reflejar todo lo que siento por vosotros, no me podían haber tocado unos padres mejores y se os echa de menos con tanto confinamiento. A mi hermano Jorge porque simplemente no podía tener otro mejor, por esos paseos cuando más lo necesitaba, tus opiniones y consejos, estoy muy orgullosa de la persona en que te has convertido. A toda la familia, en especial

a Silvia y a mi abuela Amparo que sabía que iba a llegar este momento y por eso te dedico con todo mi cariño esta tesis.

Resumen

El estudio de los paleoambientes de la Albufera de Valencia en el periodo Holoceno, deducidos a partir de las asociaciones de especies de foraminíferos bentónicos y del estudio de las variables del medio natural, ha permitido identificar cambios en su evolución, así como cambios climáticos en los últimos 8500 años.

Para ello se analizaron 5 testigos extraídos de la zona norte, en los cuales se estudiaron un total de 53.208 caparazones de foraminíferos bentónicos y se identificaron hasta 59 especies. Esto permitió, por un lado, registrar los cambios en la asociación de foraminíferos a lo largo de los testigos y su relación con las variables ambientales (tamaño de grano del sedimento, contenido en carbonato cálcico y proporción de materia orgánica) mediante los análisis estadísticos (clúster tipo Q y RDA). Estos análisis han identificado la tipología del sustrato y el contenido en carbonato cálcico como claves en la distribución de la asociación dominante de foraminíferos bentónicos en la Albufera de Valencia. El método estadístico (RDA) constituye un aporte metodológico a la mera autoecología de las especies como base para inferir el paleoambiente.

La asociación dominante en los testigos analizados presenta las siguientes especies: *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Pseudolachlanella eburnea* y *Miliolinella circularis*. Esta asociación va variando a lo largo de los testigos, lo que permite inferir hasta cinco paleoambientes distintos.

Por otro lado, las evidencias paleontológicas y sedimentológicas de los depósitos y su correlación cronoestratigráfica (mediante C^{14} y AAR) ha evidenciado la evolución de la Albufera de Valencia y la conexión con eventos climáticos globales. El periodo estudiado Holoceno o MIS 1 (11,5 ka

cal BP-actualidad) se caracteriza por ser más cálido que el periodo glacial previo. En el comienzo del Holoceno medio hasta el Óptimo Climático Holoceno se instala una laguna salobre como respuesta al relleno de la cuenca debido al pulso eustático del MIS 1, lo que implica el inicio del sistema actual de laguna litoral. El máximo de la transgresión marina se mantiene hasta 5,2 ka cal BP, al menos hasta 3 km de la posición de la costa actual, en facies de laguna conectada con el mar abierto, tras la cual se registra una laguna salobre que se consolida de forma definitiva alrededor del 2,6 ka cal BP y que se aísla de forma progresiva. Posteriormente, se reconoce el relleno de la cuenca mediante eventos de inundación del Turia y la migración de su desembocadura en el 1,6 ka cal BP, lo que refuerza la barrera costera. A partir de hace 820 años se desarrolla el ambiente de laguna actual con facies de marjal alrededor de la laguna que, favorecido por la acción antrópica, se convirtió en la llanura aluvial actual.

En el registro estudiado se constata la influencia de los eventos fríos holocenos 8.2 ka, 4.2 ka y 2.8 ka como los más significativos en la evolución de la Albufera de Valencia. Esto junto, con los distintas velocidades de ascenso del nivel mar en el Mediterráneo occidental durante 8500 años, definió el desarrollo de los paleoambientes y su relación con las barreras costeras holocenas.

Abstract

The study of Albufera de Valencia paleoenvironments in the Holocene, inferred from the benthic foraminifera association and the study of environmental variables, allowed for identifying evolutionary changes, as well as climate changes in the last 8500 years.

Since its purpose, 5 cores from the north area were analysed, a total of 53,208 foraminifera shells from 59 different species were identified. This allowed, record changes in its association along the core and its relationship with the environmental variables (grain size, calcium carbonate content and organic matter) through statistical analysis (cluster Q and RDA). The type of substrate and the proportion of calcium carbonate were variables key in the dominant foraminifera association distribution from Albufera de Valencia. The statistical methodology (RDA) contributes to the autoecology as a base to identify paleoenvironments.

The dominant association is composed by: *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Cibicides lobatulus*, *Pseudolachlanella eburnea* and *Miliolinella circularis*. Changes in the association along the core, allows to identify five different paleoenvironments.

On the other hand, palaeontology and sedimentology evidences from the cores and its chronostratigraphy correlation (C^{14} and AAR) recorded the Albufera de Valencia evolution and its connection with global climate events. The Holocene or MIS 1 (11.5ky cal BP-Recent) is warmer than the previous glacial period. Brackish lagoon was developed as a response to the basin filling due to the eustatic pulse in the MIS 1, during the Mid- Holocene to

Holocene Climatic Optimum, this implies the beginning of the current littoral system. The maximum marine flooding is recorded until 5.2 ky cal BP, at least 3 km from the current shoreline with the establishment of a brackish lagoon with marine connection. The persistence of a brackish lagoon, with no marine connection took place around 2.6 ky cal yr BP and gradually becoming isolated. Latter, the basin filling from high flood events and the southward migration of the mouth of the Turia river (1.6 ky cal BP), have reinforced the coastal barrier. 820 years ago, current lagoon with marsh paleoenvironments around the lagoon was developed and finally with human activity, current floodplain took place.

The influence of Holocene cold events 8.2 ka, 4.2 ka and 2.8 ka were recorded as the most significant in the Albufera de Valencia evolution. Moreover, the paleoenvironments and its relation to Holocene coastal barriers were defined by the deceleration of raising relative sea level in the western Mediterranean over the last 8500 years.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El estudio de los medios sedimentarios costeros (lagunas costeras, playas, zona intermareal, llanuras deltaicas) ha cobrado un papel muy relevante en los últimos años, ligado a la creciente preocupación por el efecto del cambio climático, en especial en las poblaciones costeras.

Aproximadamente el veinticinco por ciento de la población mundial vive en zonas costeras y la mayor parte de las grandes concentraciones urbanas están en la costa. Se prevé que la población urbana costera se duplicará en los próximos veinte o treinta años (FAO). En concreto, la cuenca semiencerrada del mar Mediterráneo es una de las regiones más sensibles a estos cambios y en ella viven 130 millones de habitantes que comparten 46.000 km de costa. A nivel global el 50% de la población mundial vive en una franja de 50-100 km a partir de la costa (Zazo, 2015).

Actualmente, en el contexto geológico, estamos en una época interglaciar identificada como el Holoceno (últimos 11,7 ka). Tras la última glaciación se registró un calentamiento global que configuró el nivel del mar hasta su posición actual. Según varios autores, (Goy *et al.*, 2003; Zazo, 2015), dentro de este periodo se llegó a sobrepasar el nivel del mar actual durante el denominado Óptimo Climático Holoceno, que en la Península Ibérica se data hace unos 7, - 6,5 ka (4.500 - 5.000 AC), situándose aproximadamente +1m por encima de la cota actual. Este evento se conoce como “transgresión holocena o el Estadio Marino Isotópico 1 “Marine Isotopic Stage (MIS) 1”. La mayoría de las actuales lagunas costeras, sistemas deltaicos, barras litorales, rías, etc., comenzaron a formarse durante esta transgresión marina, con posterioridad, en la segunda parte del Holoceno, la estabilización del nivel marino favoreció el relleno aluvial de estas formaciones y la progradación deltaica.

Durante los últimos 11700 años se han registrado oscilaciones climáticas significativas, comenzando con el evento llamado Younger Dryas entre (12,9 y 11,7 ka), que supuso el retorno de las condiciones glaciares. Muchos estudios relacionan la evolución holocena de zonas costeras con los cambios climáticos asociado con los ciclos de Bond y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ocurridos en este periodo Holoceno (*e. g.* Magny *et al.*, 2004; Amorosi *et al.*, 2009; Ramos-Román *et al.*, 2016; Santisteban *et al.*, 2019). De acuerdo con varios autores (Goy *et al.*, 2003 y Bardají *et al.*, 2011), se han identificado los eventos 8,2 ka, 5,9 ka y 1,4 ka, como los más relevantes en la Península Ibérica, en estas fases se registra una notable aridez que provoca una reactivación de la sedimentación (Blain *et al.*, 2012). Estos periodos de aridez se intercalan con momentos de mayor humedad, uno de los cuales, desde un punto de vista eustático, se asocia a la transgresión marina holocena (MIS 1). La vuelta a condiciones áridas se registra en el 4.300 BP, según secuencias polínicas en rellenos lagunares.

Los últimos 2500 años han sido muy relevantes en la Península Ibérica y, en general, en el Mediterráneo. En este periodo se han observado una serie de oscilaciones climáticas a escala de siglos y décadas de alcance prácticamente global, entre las que destacan el periodo húmedo y frío de la Edad del Hierro (2.600 BP: Ibérico antiguo), la Anomalía Climática Medieval (Medieval Warm Period) 550-1300 años AD y la Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age), 1300-1850 años AD. No obstante, en los últimos 2500 años la respuesta hidrológica de los sistemas fluviales está afectada tanto por la variabilidad climática como por la acción antrópica, tal y como lo muestran los estudios polínicos (Burjachs *et al.*, 1997; Butzer, 2005; Riera *et al.*, 2004; Pérez-Obiol *et al.*, 2011).

Identificar qué mecanismos son los más determinantes en la estabilización de los ambientes costeros proporciona una herramienta básica para mejorar la predicción del alcance de los cambios del nivel del mar a corto y medio plazo. La cuenca mediterránea podría ser una de las más afectadas por los efectos

del cambio climático actual dada su alta sensibilidad (Fletcher y Zielhofer, 2013) a las variaciones del clima y al impacto antrópico cada vez más intenso (Bellin *et al.*, 2013; Filip y Gousan, 2014; Pascual-Aguilar *et al.*, 2015, entre otros autores).

Con el objetivo de poder determinar los cambios ambientales a lo largo del Holoceno y los cambios del nivel del mar, se han utilizado como indicadores los foraminíferos bentónicos. Estos organismos son del reino Protista, unicelulares y eucariotas con seudópodos reticulados, que son capaces de crear generalmente una concha con una o más cámaras interconectadas por poros llamados forámenes que, además, dan el nombre al grupo, a partir de carbonato cálcico (CaCO_3), aunque existen especies que lo forman de partículas aglutinadas o incluso de materia orgánica. Son principalmente de origen marino y estas características en la formación de su caparazón les confieren un elevado poder de fosilización, y por lo tanto son unos excelentes indicadores de condiciones pasadas, existentes desde el Cámbrico hasta la actualidad, siendo su máxima expansión durante el Cenozoico.

Los foraminíferos bentónicos juegan un rol ecológico importante en el ecosistema debido a su amplio rango de tolerancia, sus conchas calcáreas son una herramienta adecuada para las reconstrucciones paleoecológicas y paleoambientales (*e. g.* Usera *et al.*, 2002; Leorri y Cearreta, 2009; Milker *et al.*, 2009; Blázquez y Usera, 2010; Blázquez y Ferrer, 2012). Debido a la variabilidad ambiental tanto temporal como espacial, y a la alta diversidad de foraminíferos, el mar Mediterráneo es una de las principales regiones para la investigación de la ecología y paleoecología de los foraminíferos bentónicos (Milker *et al.*, 2011).

Se han empleado tradicionalmente sobre todo para realizar estudios bioestratigráficos, paleoecológicos, paleoceanográfico, así como reconstrucciones paleoambientales de los medios litorales y marinos en los

que habitaban (Molina, 2004). Recientemente, se utilizan en diversos estudios como trazadores naturales del transporte sedimentario e incluso como marcadores de contaminación para observar sus efectos (Martin, 2000; Sen Gupta, 2002; Bergin *et al.*, 2006; Ferraro *et al.*, 2006; Irabien *et al.*, 2008).

El sistema de laguna de barrera costera (Barrier-lagoon) de Valencia es uno de los más importantes del Mediterráneo español. Este humedal está reconocido como Zona Húmeda de Importancia Internacional (RAMSAR Convention) y tiene varias protecciones ambientales de ámbito europeo (Lugar de Importancia Comunitaria, Zona de Especial Protección de Aves).

Por otro lado, desde el punto de vista metodológico, en este estudio se plantea, desde una visión más holística, la aplicación de análisis estadísticos en la relación de las comunidades de foraminíferos bentónicos con las variables ambientales del ecosistema. Esta metodología está bien documentada en ecosistemas actuales (*e. g.* Mateu Vicens *et al.*, 2010; Frontalini y Coccioni, 2011; Contreras-Rosales *et al.*, 2012; Fontanier *et al.*, 2012; Magno *et al.*, 2012; Barras *et al.*, 2014; López-Belzunce *et al.*, 2014), pero poco aplicada en los estudios paleoambientales. Éstos normalmente consisten en determinaciones de asociaciones fósiles de foraminíferos bentónicos, polen, ostrácodos y otros organismos, etc., que se correlacionan con variables sedimentológicas y cronológicas con objeto de inferir las condiciones ambientales del paleosistema.

La aplicación estadística como herramienta de correlación entre variables sedimentarias y micropaleontológicas se desarrolla en este estudio con los siguientes objetivos: identificar los mecanismos que tuvieron el papel más importante en la estabilización de ambientes costeros, proporcionar información esencial para la evaluación de los impactos futuros de la variación del nivel del mar tanto a corto como a largo plazo en estos entornos

costeros altamente dinámicos y, a partir de ello, gestionar de manera más adecuada las posibles medidas de mejora de los ecosistemas actuales.

Por todo lo expuesto anteriormente, el **objetivo principal** de este trabajo es la caracterización paleoambiental y el análisis de la evolución de la Albufera de Valencia durante el Holoceno. El sistema de restinga-albufera se da de forma recurrente en la zona costera del mediterráneo occidental español, como por ejemplo, en Castellón, el Marjal de Peñíscola, la Albufera de Torreblanca, el Marjal de Moncofa-Nules, el Marjal de Almenara. En Valencia, el Marjal del Moro (Puzol), los marjales de Cullera, el Marjal de Xeresa, el Marjal de Oliva-Pego. En Alicante, el Marjal de Jávea, la Albufera de Moraira, la Albufereta de Alicante y la albufera de Elche y en Baleares la Albufera de la Alcudia.

Por lo que respecta a la Albufera de Valencia, estudios previos mostraron que los deltas interiores y las llanuras de inundación de los ríos tributarios (Turia y Júcar) conformaron el relleno del palaeolago existente durante el Holoceno tardío (Rosselló, 1972; Ruiz y Carmona, 2005; Carmona y Ruiz, 2011, 2014).

Debido a la escasez de estudios de estos organismos en este ambiente, este análisis permite determinar la existencia, abundancia y distribución de las especies de foraminíferos de vida bentónica, así como su diversidad, equidad y riqueza a partir de diversos índices estadísticos. Por tanto, se plantea como **objetivo específico**, la evaluación del grado de influencia de algunas variables ambientales (profundidad, granulometría, contenido en carbonato cálcico, materia orgánica, elementos antrópicos, etc.) en la distribución de dichos organismos con objeto de valorar los parámetros ambientales más determinantes. Para completar el estudio, desde el punto de vista ecológico en los registros recientes, se ha diferenciado entre biocenosis y tanatocenosis.

Y, por último, surge como otro **objetivo específico**, la correlación cronológica entre las columnas estratigráficas con el apoyo de dataciones radiométricas de C^{14} , que permita relacionar los paleoambientes identificados y la reconstrucción paleoambiental de la Albufera de Valencia. Esta propuesta de modelo evolutivo en la costa oeste del mediterráneo se correlacionará con eventos globales, como los eventos de Bond, los ciclos fríos de Wanner *et al.* (2011), la máxima transgresión marina, la Anomalía Climática Medieval, o la Pequeña Edad de Hielo.

1.1. Estado de la cuestión

Las reconstrucciones paleoambientales de los medios sedimentarios costeros varían de unas zonas geográficas a otras. Los ascensos y descensos del nivel marino dependen de la zona objeto de estudio, ya que no solo se deben al comportamiento eustático sino también a fenómenos locales como por ejemplo la tectónica.

Las zonas costeras, especialmente las de bajo rango mareal, han sido muy estudiadas a partir del contenido paleontológico con objetivo principal de determinar los cambios climáticos y las variaciones del nivel del mar a lo largo del Holoceno (Bartels-Jónsdóttir *et al.*, 2006; Leorri *et al.*, 2012; Pérez-Asensio *et al.*, 2012; Di Bella y Casieri, 2013b; Cosentino *et al.*, 2016). La evolución paleoambiental holocena de la costa mediterránea española ha sido estudiada por diversos autores como Blázquez *et al.*, 1999; Magny *et al.*, 2007; Delgado *et al.*, 2012; Ferrer y Blázquez, 2012; Mauz *et al.*, 2012; Burjachs *et al.*, 2015; Degeai *et al.*, 2015; Mesing *et al.*, 2015 y Vacchi *et al.*, 2016. La máxima inundación del mar holoceno en el Mediterráneo occidental español se registra alrededor del 6.000-5.000 BP (Pirazzoli, 2005; Blázquez y Usera, 2010; Blázquez *et al.*, 2017), cuyo ascenso determina la formación de deltas (Carmona y Ruiz, 2011; Cearreta *et al.*, 2016) y la posterior estabilización marina permite la formación de sistemas de islas barrera (*e. g.* Marco-Barba *et al.*, 2013a; Fanget *et al.*, 2014; Carmona *et al.*, 2016; Blázquez *et al.*, 2017). El estudio de las asociaciones fósiles permite, además, inferir otras condiciones del medio como el grado de energía, aporte de nutrientes, salinidad, temperatura, entre otros (Di Bella *et al.*, 2013a; Dolven *et al.*, 2013).

Los principales mecanismos responsables de los cambios paleoambientales son difíciles de identificar, ya que otros factores como el tectónico o la dinámica marina, determinan en gran medida la posición del nivel mar. En

estas zonas el factor tectónico es relevante (Carmona y Ruiz, 1999; Albarracín *et al.*, 2013), ya que se registran tasas de subsidencia de 12,8 cm/kyr en los últimos 200 ka (Zazo *et al.*, 1993). Por otro lado, se constatan en el registro sedimentario otras señales como eventos de inundación fluvial (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Benito *et al.*, 2015a; Carmona *et al.*, 2016; Sospedra *et al.*, 2017), eventos de tormentas (Sabatier *et al.*, 2012; Pardo-Pascual *et al.*, 2014) y, en los últimos siglos, la acción antrópica cada vez más relevante (Del Barrio Fernández *et al.*, 2012).

Los periodos identificados por registros polínicos y sedimentológicos (Font Tullot, 1988; Jordá Pardo, 1995) donde se registra la alternancia entre periodos cálidos y fríos con ciclos húmedos y áridos han sido muy significativos. Estas fluctuaciones han sido muy frecuentes (escala de décadas o siglos) y están bien documentada en literatura científica (Bond *et al.*, 1997, 2001; Denton y Karlén, 1973; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008, 2011, entre otros autores).

Estos periodos se ven influenciados por los ciclos solares y los patrones de circulación termohalina del Atlántico Norte. Se han estudiado diferentes registros paleoambientales que correlacionan las fases de avance y retroceso de los glaciares del Atlántico Norte con estos eventos climáticos del Holoceno. Además, diversos estudios indican que estas fases son sincrónicas con los cambios de temperatura registrados en bajas latitudes en la superficie del océano (Cacho *et al.*, 2001; deMenocal *et al.*, 2000).

En la Tabla 1.- se observa un resumen de las divisiones más actualizadas del Holoceno y sus características (Comisión Internacional de Estratigrafía) junto con las divisiones más en detalle hechas por Silva *et al.* (2017).

Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) 2018				El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria Silva et al., 2017				
PERIODO	PISO	EDAD	Localización GSSP y Status Nivel límite	PISO	EDAD	Localización GSSP y Status Nivel límite	Eventos	
ANTROPOCENO Desde c. 1950 AD				En discusión, será propuesto formalmente en fechas próximas. Su inicio coincidiría con la fecha de los primeros ensayos nucleares que invalidan las dataciones de C ¹⁴ .				Prueba Nuclear Trinity en 1945 (EE.UU)
H O L O C E N O	3.	MEGALAYENSE (Subserie/Subépoca Holoceno Superior/Tardío)	<ul style="list-style-type: none"> El criterio de correlación es una megasequia prolongada ocurrida hace 4200 años, que se corresponde con cambios atmosféricos y oceánicos a escala global. Se inicia hace 4200 años y marca el inicio de 200 años de adversidad climática manifestada por una prolongada aridificación y enfriamiento que provocaron el colapso mundial de todas las sociedades basadas en la agricultura que habían fructificado tras el fin de la última glaciación. Esto causó importantes migraciones y cambios culturales en Egipto, Grecia, Siria, Palestina y Mesopotamia, así como en los valles del Indo y del Río Amarillo. 	SUBATLÁN TICO	2.800 BP (800 AC)	<p>Etapa climática más húmeda y templada que se prolonga hasta la actualidad. Coincide en sentido amplio con el comienzo de la Civilización Clásica Greco-Romana (siglos VII AC-V DC), la Edad del Hierro y Colonización Fenicia y Griega del Mediterráneo. Fundación de Gades.</p> <p>Deterioro climático hacia condiciones más frías y secas, que desembocan en una crisis de aridez y una importante reducción de la masa forestal, también influida por la creciente actividad humana (agricultura y ganadería). Determina el fin de las civilizaciones del Bronce y durante un periodo comprendido entre el 1.200 y 900 AC se produce la "Época Oscura" de la que no se tiene constancia de la construcción de ciudades o monumentos.</p>	Pequeña Edad de Hielo (Siglos XVII- XVIII DC); Óptimo Climático Ibero-Romano (S.V AC- II DC)	
			4.200 BP			SUBOREAL	4.300 BP	Colapso de las civilizaciones del Bronce (c. 1.200 AC)
	2.	NORGRIPIENSE (Subserie/Subépoca Holoceno Medio)	<ul style="list-style-type: none"> Se establece a partir de las anomalías geoquímicas de isótopos de oxígeno y D/H, coincidentes con un enfriamiento brusco de unos -5°C que pone fin al ascenso de las temperaturas experimentado a final del Groelandiense. El evento es acompañado por un mínimo en el metano atmosférico y el aumento asociado de CO₂. Se inicia hace 8300 años. 	ATLÁNTICO	7.500 BP	<p>Constituye la fase más cálida y húmeda del Holoceno. Coincide con el momento de máxima extensión de los bosques y con el Óptimo Climático Holoceno (7,0-6,5 ka BP), situándose el nivel del mar a +1m con respecto al actual (Transgresión Flandriense). Comienza el fenómeno de la "Neolitización" en Europa.</p>	Primeras civilizaciones (Sumeria y Egipto Antiguo) c. 3800 AC . Aparece la Metalurgia c. 6000 AC.	
	8.300 BP	BOREAL	8.800 BP	<p>Periodo más cálido y árido que el anterior, los árboles pioneros (pinos y abedules) son sustituidos por especies climax (más resistentes) como la encina o el roble</p>	Fin del Epipaleolítico o Mesolítico en la Península Ibérica (hacia el final de esta fase)			
1.	GROENLANDIENSE (Subserie/Subépoca Holoceno Inferior/Temporano)	<ul style="list-style-type: none"> Es el final del último evento frío del Pleistoceno reconocible por una neta deriva climática en el exceso de deuterio. Inicio hace 11784 años 	PREBOREAL	11.700 BP	<p>Aumento de la temperatura, de la humedad y expansión de los bosques en toda Europa, en su mayoría de especies pioneras como los pinos y los abedules. También comporta la retirada definitiva hacia el norte de las especies faunísticas frías (reno, bisontes) o la extinción de algunas de ellas (mamuts o rinocerontes lanudos).</p>	Aparece la agricultura y la cerámica. C. 10.300 BP. Templos de Cazadores-Recolectores. Comienzo del Epipaleolítico		
11.784 BP			DRYAS RECIENTE	12.900 BP	<p>Episodio frío durante el que prácticamente se retorna a las condiciones climáticas del Último Máximo Glaciar (LGM)</p>	Final de Paleolítico Superior (Magdaleniense)		
PLEISTOCENO								

Tabla 1.- Divisiones aprobadas del periodo Holoceno (izq) y fases climáticas con sus características más significativas y los eventos asociados (dcha). Fuentes: Silva et al., 2017 y Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS).

1.1.1. Evolución climática paleoambiental

Las variaciones globales del clima en los últimos milenios han sido más frecuentes y de mayor relevancia de lo que se esperaba (Mayewski *et al.*, 2004). Estos cambios parecen estar relacionados con los cambios en las órbitas terrestres y la variabilidad de la actividad solar que han supuesto el enfriamiento polar, el incremento de la aridez en las zonas tropicales y grandes cambios en la circulación atmosférica.

Los grandes cambios acaecidos en el Cuaternario tienen origen climático, pero a mayor escala su origen también se atribuye a causas **astronómicas** relacionadas con variaciones cíclicas de los parámetros orbitales del planeta (Ciclos de Milankovitch). Como bien es sabido, dentro de estos ciclos se observan tres tipos de parámetros que varían periódicamente, en primer lugar la excentricidad de la órbita terrestre (1 ciclo cada 100000 años); en segundo lugar los movimientos de inclinación (22,1 a 24,5°, 1 ciclo cada 41000 años) y, por último, los movimientos de precesión (2,4°, 1 ciclo cada 23000 años) del eje de la Tierra (Ruddiman, 2001). Estos parámetros influyen en el grado de insolación, lo que determina el grado de calentamiento tanto de la superficie como de la atmósfera terrestre.

Por tanto, los cambios climáticos del Holoceno se asocian frecuentemente a la **variación de la actividad solar** (e. g. Magny, 1993, 2004, 2011; Vaquero, 2004; Holzhauser *et al.*, 2005) aunque hay otros procesos como las **erupciones volcánicas** explosivas, las fluctuaciones en **la circulación termohalina** o retroalimentaciones internas que pudieron desempeñar un papel muy importante (Wanner *et al.*, 2008). Las particularidades internas del área de estudio en relación a las señales locales o regionales cobran mucha importancia, para los proxies utilizados en estos estudios (Bengtsson *et al.*, 2006).

Basándose en el análisis de los detritos rocosos transportados por los icebergs en los sondeos marinos en el Atlántico Norte (Bond, 1997) se han identificado ocho de estas oscilaciones climáticas (**ciclos o eventos de Bond**) que se producen aproximadamente cada 1500 años (1.470 ± 500 años) y están asociados a momentos cálidos en el polo que provocan un enfriamiento en el hemisferio norte. En estos eventos los glaciares árticos sufrieron un calentamiento muy rápido que provocaron un desprendimiento de icebergs que en su desplazamiento hacia el sur por las corrientes fueron liberando los detritos retenidos en el hielo. Más adelante se detallarán los eventos de interés para este estudio.

En cuanto a los factores que tienen influencia en los parámetros climáticos en la región mediterránea cabe destacar los patrones de distribución de las **tormentas**, Sabatier *et al.* (2012) en el Golfo de León, resume que en las fases positivas de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte), las tormentas cruzan por el Norte de Europa, mientras que en las fases negativas de la NAO los vientos del oeste se desplazan hacia el sur y causan perturbaciones en el área del Mediterráneo occidental. El estudio concluye que los periodos de aumento de la actividad de las tormentas en el Atlántico Noreste y en el Mediterráneo Noroeste durante los últimos 7000 años se encontraban en fase negativa. Esta sincronía durante los eventos fríos confirma que el mecanismo de cambio de la NAO no fue el mecanismo principal que propició el aumento de las tormentas en el Holoceno, por tanto, a largo plazo, en la variabilidad climática hay que tener en cuenta los múltiples patrones atmosféricos y no solo al modelo zonal de la NAO en el Atlántico Norte (Jacobeit *et al.*, 2003).

Aunque la actividad solar fue desencadenante de la variabilidad en la actividad de las tormentas holocenas, se plantea como rol clave las oscilaciones internas de la circulación marina y los procesos atmosféricos en esta variabilidad climática (Bianchi y McCave, 1999; Broecker, 2000; Wanner

et al., 2008). No obstante, el descenso de la temperatura superficial observada en el Atlántico Norte se identifica como un mecanismo muy significativo para explicar el aumento de las tormentas en el noroeste Mediterráneo, ya que pudo incrementar el gradiente de temperatura meridional, y por lo tanto, una posición hacia el sur de los vientos del oeste durante el eventos fríos del Holoceno y el aumento de la actividad de las tormentas en el Noroeste Mediterráneo durante estos periodos fríos del Holoceno (Sabatier *et al.*, 2012).

La zona de estudio está localizada en el límite de la trayectoria de las tormentas del Atlántico Norte, por lo que estos cambios en los patrones de circulación de las tormentas pueden influenciar la formación de tormentas en el Mediterráneo.

Específicamente en la cuenca Mediterránea los **eventos hidrológicos** extremos han sido un componente inherente en la hidrología del Holoceno y del presente. Por esta razón una parte importante de la investigación paleoambiental holocena se ha enfocado en identificar fases de inundación de alta frecuencia y magnitud y su relación con la variabilidad climática (Macklin *et al.*, 2006; Thorndycraft y Benito, 2006a, 2006b; Benito *et al.*, 2008; Macklin y Woodward, 2009; Benito *et al.*, 2015b). En la región del Mediterráneo occidental estos periodos de mayor frecuencia de inundaciones coincide con las transiciones a climas más fríos y húmedos, mientras que la frecuencia de inundaciones en África del Norte está vinculada con el clima más seco y en el Mediterráneo oriental con condiciones más húmedas (Benito *et al.*, 2015a).

Debido a la notable actividad **tectónica**, la región Mediterránea muestra una considerable variación en la posición altimétrica del nivel del mar durante el Holoceno. De acuerdo con Pirazzoli (2005), el máximo altimétrico (sobre 2 m) se alcanzó hacia el 6.000-5.000 yrs BP, y posteriormente, se produjo un

gradual descenso hasta la posición actual. Cuando el nivel marino se estabilizó el aporte sedimentario de los ríos conformó las barreras de playa y lenguas de arena alrededor de las desembocaduras de los ríos. Detrás de estas barreras, en los lagos, se retuvo un enorme volumen de arcilla y limo (Stewart y Morhange, 2009).

En el Mediterráneo occidental el registro sedimentario de valles y llanuras de inundación ha provisto de información de la respuesta geomorfológica a las oscilaciones hidroclimáticas del Holoceno. En ambientes aluviales del NE de España, se han identificado diferentes fases de incisión y acumulación en pendientes y fondos de valle (Constante *et al.*, 2011; Gutiérrez y Peña, 1998; Peña *et al.*, 1993, 1996; Sancho *et al.*, 2008).

La geomorfología del Mediterráneo se ve claramente influenciada por procesos de elevación y subsidencia tectónica y su rango de marea micromareal. Los lagos litorales y lagunas con sistemas de barras, flechas litorales y sistemas dunares desarrollados a partir de la transgresión holocena son frecuentes en las zonas de subsidencia, mientras que en las zonas elevadas son identificadas de forma frecuente terrazas marinas y abanicos aluviales, normalmente asociados a acantilados rocosos.

Aunque la estabilización del **nivel del mar** y la disponibilidad de sedimento son variables importantes en este proceso de relleno, la investigación multidisciplinar ha puesto de relieve la importancia de otros factores fundamentales como la paleogeografía del ambiente de laguna y las dinámicas sedimentarias fluviales y marinas en cada caso de estudio. En tiempos históricos, todavía existían muchos ambientes de humedales en las costas bajas del Mediterráneo aluvial, que se rellenaron durante la Edad Media y el Período Moderno (Grove y Rackham, 2001).

Por otro lado, la intensa **actividad antrópica** sobre los medios costeros, pone de relevancia la importancia del estudio de esta actividad en las zonas costeras. Las modificaciones de las llanuras de inundación o humedales costeros en zonas de cultivo, la configuración de las dehesas mediterráneas, los procesos en *badlands* y de aluvionamiento en costas bajas y progradación de deltas, generan un incremento de los efectos de la variabilidad climática (Butzer, 2005). En el caso de las llanuras de inundación estos efectos son más complicados de identificar. Grove y Rackham (2001) señalan que la colmatación de lagunas, la progradación de los deltas y la formación de las llanuras de inundación en las costas mediterráneas, están muy relacionadas con la presión antrópica en las cuencas fluviales y que este proceso se ha producido muy recientemente (época Medieval y Moderna). Por otro lado, otros autores (Grove, 2001) argumentaron que la actividad humana es sólo una parte de la explicación, al menos en las fases más recientes del último ciclo frío climático histórico (la Pequeña Edad del Hielo), ya que el incremento de los episodios de inundación podría haber tenido gran incidencia en los procesos de erosión en las cuencas y en el aluvionamiento en las llanuras y fondos de valle.

1.1.2. Ciclos de Bond

A continuación, debido a su importancia en el área de estudio y a la identificación y análisis de estos ciclos en diferentes tipos de registros de la Península Ibérica. Se indican las principales características de los ciclos de Bond más relevantes en la cuenca occidental mediterránea.

Bond 8: 11.1 ka Fin del Younger Dryas

El evento Bond 8 ocurrió hace 11.1 ka coincidiendo con el fin del conocido como el “Younger Dryas” (11,7 ka) y comienzo del Holoceno. El Younger Dryas

fue un breve episodio que se caracterizó por un enfriamiento extremo de 1300 ± 70 años de duración, entre 12,9 y 11,7 ka (Berger y Loutre, 1991). Este enfriamiento provocó el regreso de las condiciones glaciares durante el principio del interglaciar, que había comenzado después del Último Máximo Interglaciar (LGM, 19 ka a nivel global); en el Mediterráneo se constata un importante período de sequía y en los Pirineos se registra el aumento de los glaciares alpinos.

El origen del Dryas reciente se ha asociado a la interrupción de la corriente del Golfo (Atlántico Norte), por un aumento de agua dulce y fría procedente de la deglaciación (Broecker, 2006).

Por otro lado, otros autores indican que este aumento de agua dulce podría deberse al impacto de un meteorito sobre América del Norte, hace unos 12,9 ka (Buchanan *et al.*, 2008; Pinter *et al.*, 2011). No obstante, esta nueva teoría está todavía sujeta a un fuerte debate. En definitiva, a pesar de las diversas teorías no está del todo definido cuál fue el desencadenante de la alteración de las condiciones paleoclimáticas en este periodo.

Bond 5: 8.2 ka

El evento de bond 5 está correlacionado con el evento 8.200 cal yr BP, este cambio climático se caracteriza por ser una fase especialmente fría del Holoceno en el Atlántico Norte (Wiersma y Renssen, 2006), identificada entre 8.400-8.000 cal yr BP. Diversos autores (Kurek *et al.*, 2002) han cuantificado un descenso de hasta 4°C durante este evento en Norteamérica. Muscheler *et al.* (2004) consideran que el evento 8.2, aparte de estar relacionado con el aumento de agua dulce del deshielo de los casquetes en Groenlandia, Atlántico Norte y Europa occidental (Magny *et al.*, 2003; Heiri *et al.*, 2004; Muscheler *et al.*, 2004), pudo también estar relacionado con una menor actividad solar, a partir del análisis del ^{10}Be .

El registro de este evento en la zona occidental mediterránea por el momento no ha sido muy evidente debido entre otros motivos a la falta de registros suficientemente detallados a nivel cronológico y de muestras. No obstante, en lo que acontece a las secuencias policlónicas más detalladas se observan cambios significativos en la vegetación, dominio del pinar sobre el aliso y fresno, es decir, vegetación adaptada a condiciones xéricas (pinos costeros) y episodios de incendios naturales generados por las condiciones secas; estos datos sustentan la teoría de un descenso en la humedad (López-Sáez *et al.*, 2008). Se observan en este tipo de registros un aumento muy significativo de las partículas de microcarbón.

Wiersma y Rensenn (2006) compararon las evidencias con los modelos de simulación climática en los que la circulación termohalina se veía alterada por un aporte de agua dulce en el mar de Labrador. Tanto los proxies como los modelos mostraron un enfriamiento de entre 0,5-1 °C sobre Europa y menos de 0,5°C sobre el Noratlántico subtropical. Los datos muestran un debilitamiento del monzón en verano y generalmente más seco en la circulación circum-Atlántica. En concreto, en el mar Mediterráneo este evento coincide con la sedimentación de una potente lámina rica en materia orgánica, conocida como el evento sapropel 1, el más reciente (S1). Este evento está asociado a un incremento en las precipitaciones y de la esorrentía de agua dulce que impidió la convección de aguas profundas en el Mediterráneo, consumiendo todo el oxígeno del fondo marino (Bar-Matthews *et al.*, 1999; Ariztegui *et al.*, 2000; Siani *et al.*, 2001). Mercone *et al.* (2000) registró una interrupción en la deposición del sapropel en testigos con alta sedimentación alrededor del 7.500 BP, indicando un aumento de la ventilación que podría ser debida a condiciones más frías y menos húmedas durante el evento 8.2 ka BP. La asociación de foraminíferos de la cuenca Adriática muestra un episodio corto y frío que acompaña esta interrupción

(Ariztegui *et al.*, 2000; Siani *et al.*, 2001). En el Mediterráneo Oeste entre Cádiz y el mar de Alborán, Cacho *et al.* (2001) registró un descenso en la temperatura anual SST de entre 0,5 y 1°C. También se menciona que en muchos registros marinos esta interrupción de la deposición del sapropel ocurrió más tarde comenzando alrededor del 7,9 cal yr BP (Geraga *et al.*, 2000; Mercone *et al.*, 2000) y parece transgresiva en el tiempo. Por lo tanto, la relación entre el evento 8.2 y la interrupción del S1 continúa siendo difícil de determinar.

Este enfriamiento en los registros marinos es apoyado por los registros de polen alrededor del mar mediterráneo: mar Tirreno (Ariztegui *et al.*, 2000), Norte de Grecia/Macedonia (Rossignol-Strick, 1995) en Italia (Allen *et al.*, 2002). De forma similar un descenso en la sedimentación en el centro de Italia refleja este momento (Ramrath *et al.*, 2000) y destaca la sequía en la zona del Segura (Carrión, 2002).

El evento 8.2 está documentado en el oeste mediterráneo (Jones *et al.*, 2018) por diferentes líneas de evidencia paleoambiental, incluyendo registros marinos (Frigola *et al.*, 2007; Jiménez-Espejo *et al.*, 2007; Cacho *et al.*, 1999) y registros de lagunas (Burjachs *et al.*, 2016; Giralt y Julià, 2003; Davis y Stevenson, 2007; Fletcher *et al.*, 2010; Blázquez *et al.*, 2017, 2018).

En concreto próximo a nuestra zona de estudio, la costa este de la Península Ibérica, se ha podido registrar cambios asociados a este evento, sobretodo en estudios polínicos: en la región de Murcia, Carrión (2002) registró una reducción muy significativa del nivel lacustre hacia el 8.200 cal yr BP, coincidiendo con una fase muy árida y erosiva que dio lugar a un cambio en la vegetación acuática. Pantaleón *et al.* (1996, 2003), obtuvieron un registro de cambio de vegetación y eventos erosivos alrededor del 8.013-7.790 cal yr BP y López Sáez *et al.* (2007) registraron el evento en Andalucía oriental

alrededor de 8.409-8.058 cal yr BP. Bernabeu *et al.* (2018), detectaron cambios en la vegetación en el este de la Península Ibérica desde el delta del Ebro hasta la cuenca del Segura.

Además, en estudios geoarqueológicos realizados en Navarra por García-Martínez de Labran *et al.* (2016), se registra el evento 8.2 ka asociado a un cambio seco y a los cambios de dinámica hidrológica. En Valencia, López-Sáez *et al.* (2008) registraron la incidencia de este evento en la ausencia de estratigrafías durante la transición del Mesolítico al Neolítico. En el Ebro (González-Samperiz *et al.*, 2009), supuso el abandono de la zona de la región de Aragón entre el 8.200-7.700 cal yr BP cuya reocupación se produjo en los siguientes 500-1000 años coincidiendo con la fase regional de transición del Mesolítico al Neolítico.

Bond 4: Transgresión marina Holocena 5.9 ka

Silva *et al.* (2017) destaca el periodo desde 7 a 6,5 ka BP como la fase más cálida y húmeda del Holoceno, “Holocene Thermal Maximum”, que coincide con la máxima extensión de los bosques y con el Óptimo Climático Holoceno, con un nivel del mar situándose a +1 m del nivel actual (máximo transgresivo del MIS 1). Como se mencionó en la introducción la mayoría de las actuales lagunas costeras, sistemas deltaicos, barras litorales, rías etc. se formaron en esta transgresión marina holocena y posterior estabilización Holocena.

De acuerdo con Wanner *et al.* (2011), el segundo ciclo frío (Bond.4) identificado en el Holoceno se produce entre 6,5 y 5,9 ka BP, justo después del comienzo del Óptimo Climático Holoceno. Se caracteriza por la predominancia de anomalías negativas de temperatura en el Hemisferio Sur, con una sequía del monzón Asiático entre 6,9 y 6,3 ka BP y una actividad solar muy reducida. La debilidad del monzón asiático se asocia al enfriamiento del área NorAtlántica y cambio hacia el sur de la ITCZ (Zona de Convergencia

Intertropical). Otros autores postulan que no fue un debilitamiento del monzón sino más una declinación de su actividad (Zhang *et al.*, 2011). Otra hipótesis es el papel de la Oscilación del Sur, el Niño (ENSO) como mediador, debido a la baja influencia solar, que impulsa la circulación oceánica en el Atlántico Norte para producir eventos similares a los de Bond (Emile-Geay *et al.*, 2007).

Respecto al Óptimo Climático Holoceno, Rensenn *et al.* (2012) ponen de manifiesto la importancia de los patrones de precipitaciones más que de la temperatura en el desarrollo de la vegetación, por ello defienden el estudio de la región mediterránea utilizando espeleotemas (Bar-Matthews y Ayalon, 2004) y niveles de lagos (Cheddadi *et al.*, 1998) más que registros de polen. Además, la vegetación del Holoceno Tardío ha sido influenciada por la actividad humana asociada a los cambios en la frecuencia de incendios (Colombaroli *et al.*, 2009).

Tras evento de Bond 4 que ocurrió hace 5.9 ka comienza la Neolitización 6000 AC en Europa y propicia el nacimiento de las primeras civilizaciones (Sumeria y Egipto Antiguo, 3800 AC) (Silva *et al.*, 2017). El comienzo del Neolítico en el Atlántico fue coincidente con el Óptimo climático Holoceno, el clima estaba asociado a vientos medios con veranos calurosos y secos y un régimen de precipitaciones bajo. La expansión de roble y la migración del pino a zonas más al norte caracteriza el paisaje los paisajes ecológicos que se puede observar en los registros de carbón y polen (Carrión *et al.*, 2010).

Bond 3: 4.2 ka

El evento de Bond 3 (4.2 ka BP) está asociado a anomalías de temperatura negativa en Groenlandia, Norte América, África y la Antártida, mientras que en el Norte de Europa se manifiestan condiciones dentro de la media e incluso anomalías positivas (Wanner *et al.*, 2011). También se registran

anomalías húmedas positivas en el Hemisferio Norte. Este período frío se relaciona con la fuerte sequía en Norte América (Booth *et al.*, 2005) y el colapso de las culturas antiguas chinas (An *et al.*, 2005) y Acadia en Mesopotamia (Weiss *et al.*, 1993).

En la Península Ibérica se observa como las condiciones van cambiando a una etapa más fría y seca, que provocan unas condiciones de aridez importantes, provocando una reducción de la masa forestal, influenciada por la actividad de agricultura y ganadería creciente. Se identifica el colapso de las civilizaciones de la Edad de Bronce (1.200 AC), esta se desarrolla en la Península Ibérica a partir del 3.700 BP culminando con una gran crisis climática. En cuanto a la población, durante la Edad de Hierro se observó concentraciones urbanas registradas y la llamada “Época Oscura” donde no se registra construcciones de ciudades o monumentos (1.200-900 AC) (Silva *et al.*, 2017).

Bond 2: 2.8 ka

El evento de Bond 2 ocurrido hace unos 2.8 ka (800 a 300 AC), relacionado con el comienzo del dominio Romano en la cuenca mediterránea. En esta época se define el Óptimo Climático Romano (Ibero-Romano), que permitió la expansión del Imperio a Europa, donde los cultivos dominantes indicaban unas condiciones climáticas favorables (Font Tullot, 1988).

Schröder *et al.* (2018) indican que en este periodo los registros de polen están mal conservados y esto se relaciona con la oxidación de la materia orgánica debido a los bajos niveles de los lagos, asociados al aumento de los periodos de desecación (Bennett y Willis, 2002; Carrión *et al.*, 2009).

Bond 1: 1.4 ka

En la época más reciente también se han registrado eventos climáticos de importancia como fue la Anomalía Climática Medieval (MCA: 1.050-650 cal yr BP, 900-1.350 AD) y la denominada “Pequeña Edad de Hielo” o “Little Ice Age” (LIA: 1.550-1.700 AD, 700-150 cal yr BP). Estas variaciones climáticas pudieron estar influenciadas tanto por la actividad solar, actividad volcánica, feedbacks solares-oceánicos, circulación oceánica, procesos atmosféricos del océano pacífico y cambios en los usos del territorio (Cronin *et al.*, 2010).

Schroder *et al.* (2018) indican que la Anomalía Climática Medieval (MCA) se produjo entre 1,05 y 0,65 cal ka BP (Martín-Puertas *et al.*, 2009, 2010; Moreno *et al.*, 2012; Ramos-Roman *et al.*, 2016, entre otros autores) y fue un periodo excepcionalmente cálido en la Península Ibérica (Martín-Puertas *et al.*, 2009, 2010; Morellón *et al.*, 2009; Moreno *et al.*, 2012; Ramos-Roman *et al.*, 2016, 2018) y en el mar de Alborán (Nieto-Moreno *et al.*, 2011). En algunas lagunas estudiadas este periodo sugiere condiciones húmedas en el margen Atlántico (Schröder *et al.*, 2018); no obstante, reconstruir las condiciones climáticas de sedimentos recientes son más difíciles de interpretar debido al efecto antrópico. Los glaciares de las montañas en Europa disminuyeron significativamente en este periodo, y los vientos fuertes fueron menos frecuentes y menos extremos (Mann, 2009). Fuera de Europa y otras regiones próximas al Atlántico Norte las evidencias del Periodo Cálido Medieval son más indeterminadas. El incremento del transporte de calor hacia el norte, propiciado por una circulación termohalina durante este periodo Medieval, pudo provocar un calentamiento la región Noratlántica y el aumento de temperaturas en Europa (Mann, 2009). En la MCA se observa la transición de paisajes de bosques a paisajes más abiertos asociados a fases positivas de la NAO, con aridez, crecimiento de humedales y eventos extraordinarios de inundación en el oeste del Mediterráneo (Mensing *et al.*, 2015).

La LIA se ha estudiado en fuentes documentales históricas, las cuales muestran una fuerte variabilidad climática para este período, cuyos rasgos básicos son episodios con incremento en la frecuencia de las lluvias torrenciales e inundaciones catastróficas, que alternan con sequías prolongadas de carácter climático (Barriendos y Martín Vide, 1998; Llasat *et al.*, 2005). Este periodo se registra principalmente en Europa y es considerado un periodo de enfriamiento moderado del Hemisferio Norte con un descenso de temperaturas de alrededor de entre 0,6 °C y 0,8°C (Trachsel *et al.*, 2012).

Entre los siglos XVII y XIX están ampliamente documentadas hambrunas, enfermedades y el incremento de la mortalidad infantil que están probablemente relacionados con las temperaturas frías y la alteración de las condiciones climáticas. La expansión de los marjales llevaron al desarrollo de enfermedades como la malaria (Mensing *et al.*, 2002).

La LIA fue más significativa en términos de aumento de la variabilidad climática que en tendencias climáticas. Fuera de la región del Atlántico Norte la señal a largo plazo de este episodio frío es más difusa, ya que el tiempo preciso del avance de los glaciares difiere considerablemente dependiendo de la región, señalando cambios locales climáticos más que avances sincrónicos de un aumento de la glaciación. La respuesta de la inercia de los grandes glaciares se produce de forma lenta, con retrasos de décadas o siglos, en respuesta a los cambios climáticos contemporáneos.

El efecto de la LIA se puede observar más claramente en la alteración de patrones de la circulación atmosférica polar en la región del Atlántico Norte y, por tanto, variaciones en la Oscilación del Atlántico Norte que tiene una influencia muy significativa en las temperaturas invernales en Europa. Los aumentos de precipitaciones en asociación con el establecimiento de una NAO negativa resultaron en inundaciones continuas. Esta NAO produce un

efecto balancín con clima seco en el Mediterráneo oriental durante las fases negativas de la NAO y clima húmedo en el Mediterráneo occidental (Dermody *et al.*, 2012).

Esta variación puede deberse a otras causas naturales tanto externas como internas como, por ejemplo, la influencia de los aportes de aerosoles sulfatados que incrementa la reflexión solar producida por erupciones volcánicas explosivas y que puede ser responsable de estos enfriamientos (Mann *et al.*, 1998).

Dentro de este periodo destacan unas temperaturas mínimas entre 1675-1715 AD, denominado “Mínimo Maunder” (Font Tullot, 1988). Este “mínimo” se refiere a un mínimo en la actividad solar, reflejado en el número de manchas solares que se desarrollan sobre la superficie del Sol (Eddy, 1976). En este mínimo las temperaturas fueron entre 1 y 1,5^o C inferiores a las medias del siglo XX (Eddy, 1983). Llegaron a reactivarse algunos glaciares alpinos, pero no hay registro de que afectara al nivel medio del mar (Silva *et al.*, 2017).

Los cambios de la circulación oceánica como es el caso de la corriente del Golfo en el Atlántico Norte y el impacto asociado de las trayectorias de tormentas pueden haber aumentado los cambios de temperatura en Europa.

De acuerdo con Goy *et al.* (2003) y Bardají *et al.* (2011), los eventos más significativos en la Península Ibérica fueron los de 8.2 ka, 5.9 ka y 1.4 ka BP, dando lugar a fases más áridas (en el caso de los episodios secos) que provocan el inicio (o reactivación) de los sistemas dunares holocenos más significativos. Cabe destacar que en la Península Ibérica los cambios en la vegetación no fueron tan significativos como los analizados en regiones más al norte. Se estima unas variaciones de temperatura media de entre 3-7^oC y las precipitaciones entre 240-400mm/año durante la sucesión de periodos cálidos/secos y húmedo/fríos (Blain *et al.*, 2012). Estos eventos holocenos

también se registran en el Mar de Alborán por su intenso enfriamiento relativo (8.2 ka, 5.5 ka y 1.3 ka BP). Sin embargo estos eventos fríos no siempre se manifiestan en una aridez comparable a otros momentos del Holoceno. Esto indica que la intensidad del enfriamiento y de la aridez no siempre es proporcional ya que algunas fases de aridificación ocurrieron en periodos con temperaturas relativamente altas (Cacho *et al.*, 2010).

Por todo esto, muchos factores influyen en la formación de estos sistemas litorales: el ritmo del ascenso del nivel marino, la paleogeografía del espacio invadido por la transgresión (en especial la tipología de los valles fluviales), la tectónica, la energía del oleaje y el rango de las mareas y, por último, las características del aporte de agua y sedimento desde las cuencas fluviales. La importancia de cada una de las variables y las secuencias evolutivas quedan reflejadas en la geomorfología resultante y en el registro sedimentario (Roy *et al.*, 1994).

1.1.3. Evolución holocena en otras lagunas de la cuenca oeste mediterránea

La tipología de medio sedimentario de la Albufera de Valencia se da de forma recurrente a lo largo de la cuenca mediterránea. Por tanto, interesa destacar algunos de los sistemas de restinga-albufera más importante en la cuenca oeste mediterránea y su evolución, inferida ya sea de resultados obtenidos con la aplicación de metodologías similares a la realizada en esta tesis u otro tipo de estudios o enfoques.

Italia

En el trabajo de Melis *et al.* (2018) en la isla de Cerdeña Italia, se estudió la llanura costera de Posada, situada al este de la isla. En este estudio relaciona, entre otros proxies, el contenido en foraminíferos a partir de los que se

diferencia cinco ambientes en la evolución de la laguna. En la base, se distingue un ambiente con depósitos de laguna que perdura hasta el 7.500 cal yr BP, conectada de forma intermitente con el mar abierto por una o múltiples entradas o bocanas. En ella se identifican especies de foraminíferos típicos de ambientes marinos costeros (*Quinqueloculina seminula*, (Linné) y ostrácodos lagunares (*Cyprideis torosa*, (Jones)) hasta el 7.000 cal yr BP. Entre el 7.000 y el 6.000 cal yr BP se observan ambientes de playa. El final de esta fase transgresiva tiene lugar entre 6.000-5.000 cal yr BP cuando se establece en el 5.500 cal yr BP un ambiente de laguna conectada con el mar con especies de foraminíferos estenohalinos, como *Quinqueloculina* spp., *Triloculina* sp., *Elphidium crispum* (Linnaeus), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, *Rosalina bradyi* (Cushman), *Cibicidoides lobatulus* (Walker y Jacob) y *Ammonia beccarii* (Linné). Desde el 5.500 cal yr BP hasta 4.200 cal yr BP se identifica el comienzo de la sedimentación fluvial que continúa hasta el 2.400 cal yr BP (final de la Edad de Hierro). Finalmente, se consolida un ambiente de llanura de inundación que perdura hasta el momento actual.

Curry *et al.* (2016), analizaron dos lagunas costeras en Sicilia, donde mediante el análisis de ostrácodos, la evolución desde una laguna de moderada salinidad entre el 10.000-8.190 cal yr BP con una descenso de la salinidad a partir del 8.190 al 7.000 cal yr BP. Estos autores sugieren una evolución de una laguna de agua dulce a mesohalina alrededor del 6.250 cal yr BP, proceso que relacionan con el ascenso del nivel del mar y, por tanto, una intrusión de agua freática caracterizada como salina.

Sacchi *et al.* (2014) propusieron la evolución de la laguna italiana de la región de Campania desde el Holoceno, en este caso con la influencia del Vesubio dada su cercanía. Indican que entre el 8.000-6.000 cal yr BP (Óptimo Climático Holoceno) se conformó un paleosuelo horizontal. A partir del 6.000 y hasta el 4.800 cal yr BP una serie de erupciones producen la destrucción de

vegetación y propician depósitos piroclásticos. A partir de esa fecha hasta el 4.500 cal yr BP, durante una oscilación climática fría contemporánea al descenso del nivel del mar, comienza la formación de una barrera costera en la desembocadura del río y el desarrollo de un ambiente de agua estancada salobre, con episodios de *washover fan* (abanicos de tormenta) procedentes de la playa adyacente. En esta fase aparecen foraminíferos de pequeño tamaño como *Ammonia tepida* (Cushman) y *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). Con posterioridad, hasta el 3.600 cal yr BP, se desarrolla un marjal-laguna salobre, posiblemente como consecuencia del aumento de los aportes fluviales durante un periodo de oscilaciones climáticas muy frecuentes. Esta laguna alcanza su máxima extensión y se mantiene conectada con el mar abierto, aunque se registran eventos de desecación seguramente asociados a oscilaciones cálidas y secas que perduran hasta el 3.000 cal yr BP. A partir de este momento se establece hasta el 2.100 cal yr BP un ambiente de laguna restringida con aportes permanentes de agua dulce; la asociación de foraminíferos incluye *Haynesina germanica* (Ehrenberg). Por último, entre el 2.100 y el 300 cal yr BP, durante el periodo Romano, se establecen unas condiciones pantanosas y a partir del 300 cal yr BP, la regulación de sus afluentes redujo significativamente el tamaño de la laguna.

Francia

Dolez *et al.* (2015) estudian la laguna costera Bages–Seigean (Golfo de Lyon, Francia) y concluyen que la transgresión marina holocena se manifiesta en el valle fluvial sumergido debido al ascenso del nivel del mar. Se establece un ambiente de laguna salobre con aportes de agua dulce y conectada en el mar, que se interpreta como un ambiente estuarino con presencia de microfauna de humedales. La transición de la fase transgresiva del estuario con microfauna salobre a la fase de inmersión con microfauna marina se considera estable alrededor del 5.000 cal yr BP. Esto supone la migración de

río arriba de vegetación del ambiente de agua dulce (aliso ribereño, álamos, sauces y viñas).

Los rasgos de la actividad humana se registran a partir de 4.600 cal yr BP, con la construcción de megalitos y asentamientos humanos desde la montaña a la costa mediterránea. El cambio ambiental más importante en la línea de costa se data alrededor del 2.500-2.000 cal yr BP, marcando el descenso de microfauna de origen marino y el ascenso de especies típicas de lagunas. Este cambio se explica por el cambio en la morfología del sistema de cierre, con el desarrollo de una barrera costera que separa la laguna del dominio marino. La aparición de ostrácodos de agua dulce asociados a los aportes de sedimento indica una influencia continental más marcada, probablemente debido a la progradación del delta en la costa. Por último, se identifica la desaparición de especies de origen marino debido al total aislamiento de la laguna, colmatándose el punto de muestreo como resultado de los aportes aluviales. Esta fase se produce de forma progresiva durante el siglo I d.C.

España

En la Península Ibérica en estudios recientes de el Marjal de Almenara (Castellón) (Blázquez *et al.*, 2017, 2018) se identifica una capa de precipitación masiva de carbonatos resultado de la desecación de un marjal previo, este episodio se relaciona con el evento frío y seco 8.2 al comienzo del Holoceno medio. La asociación de foraminíferos es típica de aguas salobres como *A. tepida*, *H. germanica* y *Criboelphidium excavatum* (Terquem). Los materiales indican ambientes de barreras en la costa y posteriormente un marjal oligohalino.

La máxima transgresión marina durante el MIS 1 se registró en sondeos alejados 450 metros de la línea de costa actual (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018). En estos sondeos se observó la máxima influencia marina representada por

una asociación de foraminíferos típicas de ambientes marinos litorales como son *A. beccarii*, *Rosalina globularis* (d'Orbigny), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Adelosina longirostra* (d'Orbigny), *C. lobatulus*, *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), y *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland), alrededor del 5.480-5.580 cal yr BP. Posteriormente, se vuelven a desarrollar condiciones de marjal pero de agua oligohalina, con asociaciones de foraminíferos y ostrácodos típicos de ambientes dulceacuícolas. Por último, el Marjal evolucionó hasta épocas más recientes a una zona palustre (hasta el 1.700 cal yr BP).

La influencia de las variaciones eustáticas del nivel del mar solo se observan en las zonas más próximas a la costa ya que las zonas más internas del Marjal están más afectadas por condiciones más locales. En comparación con otros humedales de la costa española mediterránea estos autores sugieren unas condiciones más aisladas debido a la existencia de una barrera más efectiva en la costa y los aportes de los acuíferos (continentales), muy potentes como respuesta a una fase climática muy húmeda (Óptimo Climático Holoceno).

En otros trabajos recientes (Brisset *et al.*, 2018) se identifican tres periodos de evolución en el Marjal de Pego-Oliva (Alicante): el primero desde 9.500 al 8.200 cal yr BP conserva una fase de transgresión. Las fases transgresivas coinciden con algunas de las fases de los pulsos de deshielo en el Atlántico Norte (se han datado en el 9.500, 9.100–9.000, 8.750–8.650, 8.450–8.200, y 8.100–7.300 cal. BP).

En un segundo periodo, desde 8.200 al 7.200 cal yr BP, se produce la migración hacia el continente del litoral provocando la desaparición de las lagunas costeras. La máxima transgresión marina se registra hasta 2 km tierra adentro, datado en el 7.200 cal. BP. Por último, desde el 7.200 hasta la actualidad, se produce la estabilización del nivel del mar, construyendo la

barrera de arena que promovió el cierre de la cuenca, lo que indujo un retorno a un sistema de laguna y barrera costera en 5.800 cal. BP, cuando la posición del litoral era similar a la actualidad.

Hacia el sur de Alicante, Blázquez (2005) y Blázquez y Ferrer (2012) identifican en la Albufera de Elche y la cuenca del Bajo Segura, la instalación de una laguna con conexión marina tras la máxima transgresión marina Holocena, que se extiende hasta al menos 19 km hacia el interior. Este ambiente se mantiene hasta la Edad de Bronce (s.II AC). Posteriormente, se registra una llanura de inundación con zonas palustres y lacustres marcadamente dulceacuícolas, las cuales son descritas por textos de los siglos XIX y XX. La actividad antrópica en la albufera y la desecación para el cultivo ha convertido esta albufera en las actuales salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent. En la Albufereta de Alicante (Ferrer y Blázquez, 2012), se registra el mismo ambiente de laguna salobre durante el máximo transgresivo holoceno.

1.1.4. Antecedentes en la zona de estudio

Este estudio se centra en la laguna costera de Valencia, localizada entre los llanos de inundación de los ríos Turia y Júcar y cerrada al mar por una barrera de arena. Por lo tanto, la evolución holocena está vinculada a procesos específicos de origen fluvial y marino.

Dada la importancia de la Albufera de Valencia como humedal y a su localización próxima a zonas urbanas, especialmente a la ciudad de Valencia, presenta características hipertróficas desde 1970 (del Barrio-Fernández *et al.*, 2012). Por otro lado, se han realizado numerosos estudios de la ecología de la laguna (Soria, 2006; Romo *et al.*, 2008), así como el estudio de la recuperación de las condiciones previas a su eutrofización (Rodrigo *et al.*, 2013; Onandia *et al.*, 2015).

Hasta el momento se han realizado estudios multidisciplinarios (micropaleontológicos, sedimentarios, geocronológicos, geomorfológicos, etc.) en los márgenes de la laguna cercanos a la costa (Carmona *et al.*, 2015; Santisteban *et al.*, 2009; Marco-Barba *et al.*, 2013b, 2019; Ruiz y Carmona, 2017, 2019). Según Santisteban *et al.* (2009) y Marco-Barba *et al.* (2013b, 2019) en la evolución de la barrera se distinguen dos fases. La primera responde a un aumento rápido del nivel del mar desde el inicio del Holoceno hasta el 6.500 BP y una segunda, con un ascenso más moderado, a partir de la cual se deposita un conjunto arenoso donde pueden diferenciarse las seis unidades de progradación (H1-H6) descritas por Goy *et al.* (2003) en el Golfo de Almería, por Dabrio *et al.* (2000) en el Golfo de Cádiz y por Somoza *et al.* (1998) en el delta del Ebro. Se identifican cuatro períodos de formación de la barrera, el primero entre 6.250 BP y el 4.700 BP en el sector norte; el segundo entre 4.400 BP y 2.700 BP, que llega más al sur; el tercero entre el 2.500 BP y

1.200 AD y, por último, entre 1.200 AD y la actualidad, hasta configurar la barrera actual. Carmona y Ruiz (2011) constataron una barrera formada por arena de playa en la zona más al norte de la laguna, datada en de 7.500-7.300 cal yr BP, que es subyacente a una barrera interior costera (coastal backbarrier) (3.360-3.150 cal yr BP). Además, Ruiz y Carmona (2017 y 2019) dataron las barras de arena progradantes de la zona norte de la Albufera indicando el cierre de la barrera de la laguna durante la Alta de Edad Media (High Medieval Period) como consecuencia de la migración de la desembocadura del río Turia hacia el sur, en torno al 1.650 cal yr BP. La lengua de arena tiene una datación de 1.373 ± 173 cal yr BP.

En contraste, los estudios sobre la evolución Holocena en la zona basada en el análisis de foraminíferos son muy escasos. Usera *et al.* (2002) presentó el análisis de una sección a través del canal de drenaje norte de la laguna litoral donde se registraron las siguientes especies: *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *Pseudolachlanella eburnea* (d'Orbigny), *A. tepida*, *Discorinopsis aguayoi* (Bermúdez), *Trochammina inflata* (Montagu), *C. excavatum* que se asocian por sus características a una fase salobre (Robles *et al.*, 1985; Rosselló, 1995) en la evolución de la laguna.

CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO

La Albufera de Valencia es uno de los humedales más importantes del Mediterráneo español. Está reconocida como Zona Húmeda de Importancia Internacional (RAMSAR Convention) y tiene varias protecciones ambientales de ámbito europeo (Lugar de Importancia Comunitaria; Zona de Especial Protección de Aves). Actualmente, el área protegida ocupa una superficie aproximada de 21.000 ha, de las cuales 3.000 ha conforman la laguna actual. Está comunicada con el mar a través de cinco canales artificiales de desagüe o golas, que presentan compuertas instaladas con fines de regulación hídrica.

La cartografía histórica del sector septentrional de la laguna de los últimos 300 años permite analizar la evolución del perímetro del ambiente de laguna y la transformación en un llano de inundación. Los procesos geomorfológicos están relacionados con la progradación deltaica en el interior del lago y la acreción de diques aluviales en los cauces. Estos procesos determinan una evolución progresiva hacia la continentalización.

El cambio comienza con la compartimentación de la laguna en áreas deprimidas topográficamente (cuencas de inundación) con diferentes grados de sedimentación. Este proceso provoca el surgimiento de una diversidad de humedales transicionales. Muchos de estos ambientes son de reciente formación (Figura 1.-).

De acuerdo a la cartografía histórica, en el siglo XVIII el septentrional de la laguna se extendía aproximadamente 4 o 5 km más al norte que la actualidad. En esa época, las marjales del perímetro de la laguna se extendían varios kilómetros hacia el norte, donde estaban conectados con los humedales de la época medieval (Carmona y Ruiz, 2014).

Este sistema costero se formó a partir de los aportes sedimentarios del río Turia y de los barrancos de Catarroja y el Poyo (Sanchis, 2001; Ruiz y Carmona, 2005).

La barrera que cierra la Albufera de la influencia marina se extiende desde el delta del río Turia hasta el cabo de Cullera. En la zona norte (desembocadura del río Turia) esta barrera ha sido modificada por las instalaciones del puerto de Valencia. Al sur, la barrera presenta diferentes morfologías estrechamente relacionadas con afloramientos de calcarenita y procesos neotectónicos del Pleistoceno (Carmona y Ruiz, 1999). En la actualidad, el uso principal del área de humedales es el cultivo de arroz, cuyo punto de mayor expansión coincidió con la mayor reducción de la laguna durante el siglo XIX (García-Labrandero, 1959). Los ambientes de marjal alrededor de la laguna han sido drenados y cultivados en tiempos históricos (Carmona, 1990; Glick, 1970; Ruiz, 2002; Sanchis, 2001).

La asociación actual de foraminíferos bentónicos en la albufera de Valencia no ha sido estudiada, debido a que la laguna actualmente está fuertemente antropizada y la distribución actual de foraminíferos no es un indicador real a la hora de comparar con el presente en un ambiente natural. Esto es particularmente veraz para las asociaciones encontradas antes de los siglos XVIII/XIX. Las interpretaciones de paleo registros de ostrácodos indicaron una etapa salobre previa (antes de 1850) que cambió a un ambiente dulceacuícola (Marco-Barba *et al.*, 2013a). Actualmente es una laguna costera oligohalina, de acuerdo con Soria *et al.* (2006), o dulceacuícola y su nivel de conductividad no excede de 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las aguas de la laguna tienen la siguiente composición: $\text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^- > \text{AlK}$ y $\text{Na}^+ < \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+$ (Vicente y Miracle, 1992).

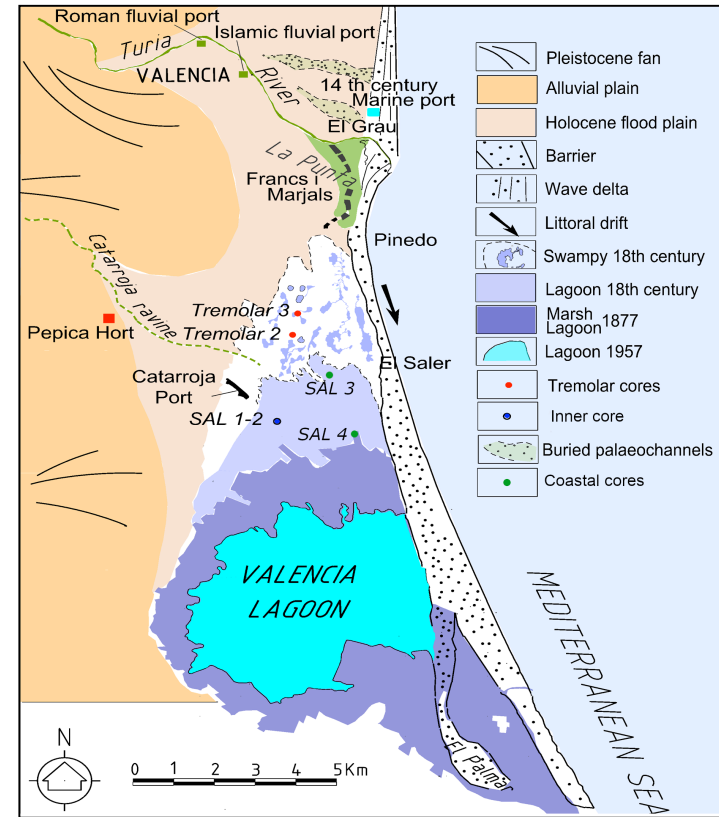
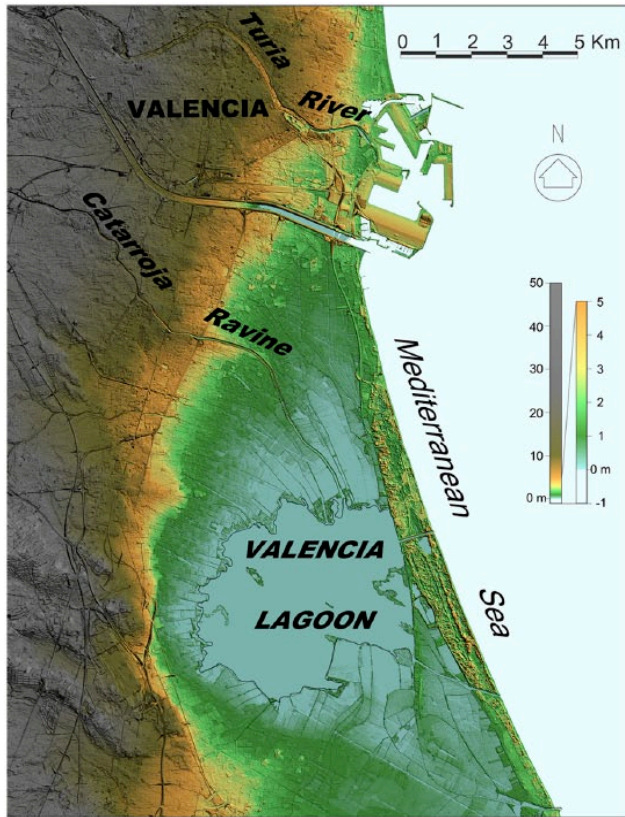


Figura 1.- Izquierda: Modelos de Elevación Digital LIDAR (Light Detection and Ranging) 1 m. Derecha: Mapa geomorfológico de la zona de estudio, modificado de Carmona et al., 2016 con la posición de los sondeos.

2.1. Estado actual de la Albufera de Valencia

Funcionamiento e Hidrología de la albufera

El sistema de restinga albufera de la Albufera de Valencia, está ampliamente influenciado por los aportes hídricos. Los ríos Júcar y Turia aportan los principales recursos. Estos aportes regulan el funcionamiento y dinámica evolutiva de los humedales. Las variaciones horizontales del ecosistema se deben a pequeñas oscilaciones del nivel freático en el caso de los humedales mediterráneos. El sistema de la laguna de la Albufera se encuentra sobre un acuífero muy potente que posee una cuenca propia de una cierta extensión (967 km²), pero de carácter torrencial y escasos recursos superficiales (Palop, 2015).

En condiciones naturales la laguna recibiría únicamente los recursos de su cuenca y las filtraciones del tramo bajo del Júcar que está elevado topográficamente con respecto al humedal. La cuenca es plana y permeable por lo que la escorrentía superficial se produce solo en ocasiones de lluvias muy abundantes. En el caso de la laguna el nivel freático está en la superficie. Históricamente, según Sanchis (2001), los registros documentales hablan de una laguna relativamente salobre hasta dar lugar a una laguna dulceacuícola a partir de principios del siglo XVII como consecuencia de la construcción de los sistemas de riego en su entorno de los ríos Júcar y Turia. A principios del siglo XX el proceso de aporte de agua dulce culmina. La antropización cada vez mayor de la zona aguas arriba de los principales ríos que aportan agua dulce a la Albufera ha disminuido significativamente en el retorno de los regadíos, que es la principal fuente de alimentación del sistema. A su vez el aporte de aguas residuales, tanto tratadas como sin tratar procedentes de los entornos urbanos que rodean la laguna, ha deteriorado significativamente la calidad de agua del sistema. Es característico el cultivo acuático del arroz, con

4 meses inundado con aguas circulantes y 4 meses de inundación invernal separados por dos periodos de desecación (Palop, 2015). Por todas estas razones, es muy complejo calcular los aportes hídricos que recibe la Albufera en la actualidad. (Soria y Vicente, 2002; CHJ-MS Ingenieros, DIHMA, 2002; Conferencia hidrográfica del Júcar. TYPESA Consultor, 2003)

En el contexto hidrológico, es importante conocer los recursos hídricos de dos zonas: el sistema del Turia y la zona norte de la laguna y el sistema del Júcar y el entorno meridional de la zona húmeda. La Albufera recibe por el margen del norte $26,6 \text{ hm}^3/\text{año}$ de las acequias principales más 10 hm^3 de la depuradora de Pinedo. En cuanto a los aportes subterráneos se evalúan en $42,9 \text{ hm}^3$. En el sistema Sur de la albufera el caudal es aproximadamente $75,0 \text{ Hm}^3$ más $92,7 \text{ Hm}^3$ procedentes de acuífero. El sistema de la Ribera Baixa, los aportes provienen principalmente de la acequia de Sueca y Cullera siendo un total de $243,3 \text{ Hm}^3$ (Marco Segura *et al.*, en Palop, 2015)

Destaca como interés de este estudio la Rambla del Poyo, que separa varios puntos de sondeos analizados, con $10,6 \text{ Hm}^3$ procedentes de la depuradora de Torrente y de vertidos no depurados y una escorrentía superficial estimada de la cuenca de $14,6 \text{ Hm}^3$. Las escorrentías pluviales de la zona Norte se estiman en 12 Hm^3 junto con las aportaciones del Saler, Perellonet y Palmar alrededor de 1 Hm^3 (Palop, 2015)

De acuerdo con Palop (2015), en total el balance hídrico del parque se estima en $566,4 \text{ Hm}^3$ en consistencia de la evaluación en el Plan Especial de la Albufera (1990) que se estimaba en 651 Hm^3 .

En cuanto a las salidas de agua son debidas principalmente a la evapotranspiración del arrozal y las salidas al mar. Estas salidas al mar se producen por 5 vías, las golas del Perelló, Perellonet y del Rey ($119,1 \text{ Hm}^3$), la

acequia de Sant Llorens (31,6 Hm³) y la más importante, la gola de Puchol (266,9 Hm³). En total 566,4 Hm³ de salida.

En cuanto a la variabilidad de aportes de la laguna a lo largo de los años es bastante inestable; los aportes son regulares el 75% de los años, menos en los años secos que caen significativamente. Por tanto, se trata de sistemas muy sensibles a las variaciones climáticas.

Los campos de cultivo de arroz que se encuentran por debajo del nivel de la laguna se denominan *Tancats* (cerrados), los cuales actúan como “filtro verde” de la laguna. En los procesos de lavado, tras el vaciado de los arrozales las especies de fitoplancton que dominan el lago (cianofíceas filamentosas) son desplazadas por otras especies secundarias (clorofíceas y diatomeas) debido a la disminución de nutrientes (Palop, 2015).

Respecto a la comunicación marina de la albufera, actualmente las golas o bocanas regulan la laguna de forma artificial, ya que las compuertas de estos canales se abren en enero para desaguar los campos, lo que favorece la degradación de los restos vegetales que sirven abono natural a los campos y, por tanto, a la actividad cinegética del Parque (Figura 2.-). Se cierran en abril para la nueva inundación de los campos y se vuelve a abrir en agosto para comenzar el proceso de vaciado de los cultivos y siega. En noviembre se cierran nuevamente para la inundación de invierno. Esto se produce en condiciones normales establecidas en orden de la Conselleria de Agricultura, Medio Ambiente, Cambio Climático y Desarrollo Rural por la que se establecen las bases para el régimen de desagüe del sistema hídrico del lago de la Albufera de Valencia y su comunicación con el mar.

En condiciones excepcionales en las que no es posible restablecer el nivel hídrico del lago mediante el desagüe natural a través de la apertura de las compuertas, esta regulación se realiza mediante bombas de desagüe.

En relación con el hidrodinamismo de la laguna, las velocidades son en término medio de unos pocos milímetros por segundo, concentrándose en la mitad oriental de la albufera; la proximidad de la gola de Pujol es uno de los flujos principales de intercambio. El flujo de aguas subterráneas en el sistema de la Albufera presenta tres direcciones claramente diferenciadas: la zona sur con la influencia del Júcar que genera flujos del suroeste- noreste, la zona norte que genera un flujo noroeste-sureste y, por último, la zona de la restinga que ofrece un flujo de dirección noreste-suroeste.

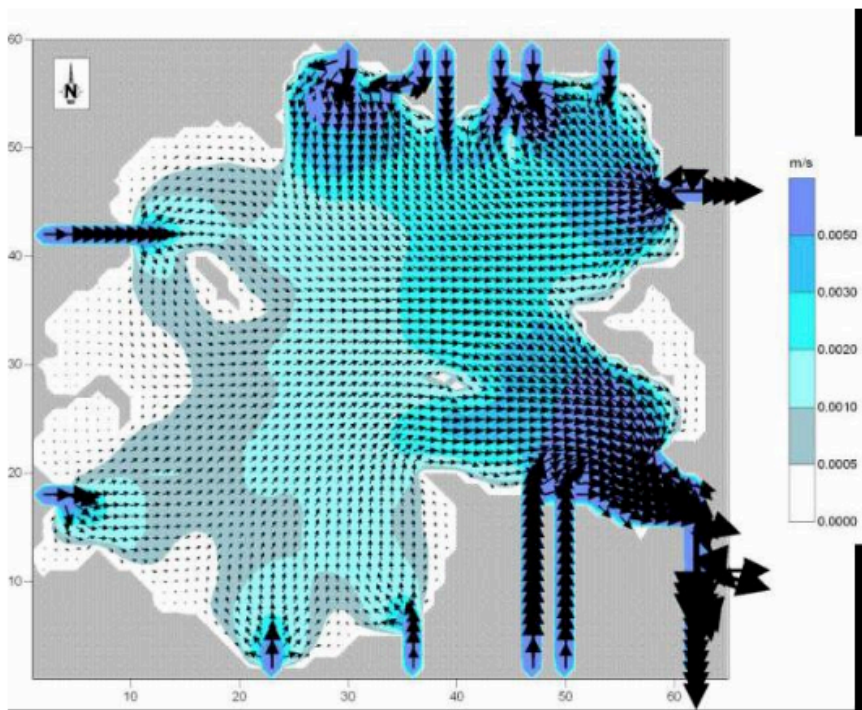


Figura 2.- *Circulación de aguas en la Albufera, teniendo en cuenta el efecto vaciado de los Tancats. (Palop, 2015).*

La calidad de los recursos hídricos de la Albufera es actualmente muy deficiente, ya que la laguna se caracteriza como eutrófica debido a la alta concentración de nutrientes y materia orgánica en el agua.

Valores ambientales del agua de la laguna

Estos valores físico químicos no son constantes, todos ellos varían debido la estacionalidad del clima. A continuación, se presentan de forma general las variables físico-químicas del agua de la laguna (Palop, 2015).

Los valores en temperatura varían entre los 10º de mínima y los 30º grados de temperatura máxima. En cuanto a valores del pH se alcanzan valores máximos en torno a 10 en los meses de verano, vinculado a la máxima evaporación de la laguna que puede producir máxima concentración de carbonatos en el agua. Los valores de oxígeno disuelto en el agua también varían entre estaciones dentro de un rango de 10 y 20 mg/l.

Los valores de conductividad están entre los 1.000 y 2.000 ms Cm-1 y los valores de DBO5/DQO calcula la carga orgánica en el agua de la laguna con valores promedio de 30mg/l y valores máximos de 100 mg/l en algunas ocasiones. En comparación con otras lagunas se puede considerar contaminada, ya que muchos autores definen valores superiores a 10 mg/l para tener esta consideración.

Los valores de fósforo y clorofila A son también elevados con valores registrados de 500µg/l de fósforo y 100 mg/l de clorofila A corroborando la relación entre los ciclos de bloom algales y concentraciones altas de nutrientes. Los compuestos nitrogenados y metales pesados también presentan altos valores.

Todas estas variables físico-químicas corroboran el sistema altamente eutrofizado que es actualmente la laguna de la albufera.

Climatología

En la Península Ibérica los valores más altos de precipitación tienen lugar en la zona septentrional, mientras que los valores más bajos se dan en la zona

sureste de España. La precipitación presenta una notable estacionalidad sobre todo en la mitad sur peninsular y menos marcada en el noreste de España, con una clara disminución de la precipitación en verano. El mes más lluvioso es diciembre y el mes más seco es julio.

El clima en la zona de estudio se caracteriza por ser un clima mediterráneo de invierno suave. La influencia del mar Mediterráneo implica unos inviernos muy suaves, con medias superiores a 6-8°C, e incluso, a 10-12°C en la costa; mientras, los veranos son cálidos, con 24-25°C. Predominan los cielos despejados, con precipitaciones de 400 a 800 mm, de otoño a primavera y con sequía estival. El área de levante y baleares es clima mediterráneo típico, de temperaturas suaves y precipitaciones muy intensas. En concreto la temperatura promedio es 17.4 °C y la precipitación media aproximada es de 445 mm (Aemet).

A continuación, se presentan los valores extremos en la zona de estudio en los últimos 60 años. Se puede observar algunos de estos registros extremos en los últimos 15 años, en concreto relacionados con altas temperatura (Figura 3.-).

València	
Latitud: 39° 28' 50" N - Longitud: 0° 21' 59" O Altitud: 11 m - Posición: Ver localización Intervalos de validez por variables: Precipitación: 1937-2019 Temperatura: 1937-2019 Viento: 1945-2012	
Variable	Anual
Máx. núm. de días de lluvia en el mes	21 (oct 1990)
Máx. núm. de días de tormenta en el...	10 (oct 1986)
Prec. máx. en un día (l/m2)	262.6 (17 nov 1956)
Prec. mensual más alta (l/m2)	365.6 (oct 1965)
Prec. mensual más baja (l/m2)	0.0 (sep 2013)
Tem. máx. absoluta (°C)	43.0 (27 ago 2010)
Tem. media de las máx. más alta (°C)	33.1 (ago 2003)
Tem. media de las mín. más baja (°C)	0.9 (feb 1956)
Tem. media más alta (°C)	28.1 (ago 2003)
Tem. media más baja (°C)	6.2 (feb 1956)
Tem. mín. absoluta (°C)	-7.2 (11 feb 1956)

Figura 3.- Valores extremos en Valencia: Fuente Aemet.

En algunos estudios de modelos climáticos enfocados al análisis de la temperatura superficial del mar Mediterráneo (Figura 4.-) se puede observar un incremento significativo en las últimas décadas.

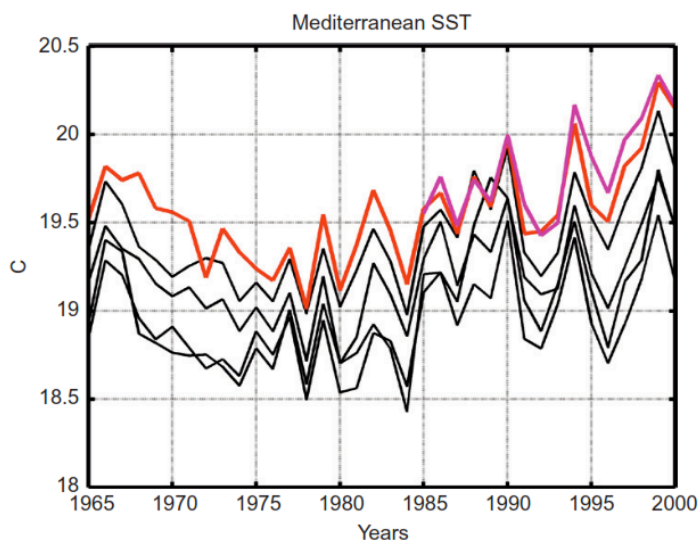


Figura 4.- Evolución en el tiempo de los valores medios anuales de la TSS del mar Mediterráneo. Las curvas de color negro son de modelos regionales realizados mediante el modelo ERA40. Las curvas localizadas más arriba son de la observación de datos (GISST y OISST). Fuente: *Modeling of the Mediterranean Climate System: The Climate of the Mediterranean Region*.

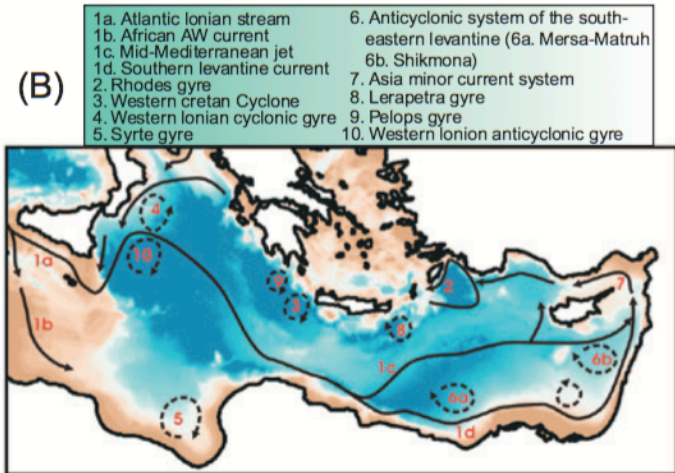
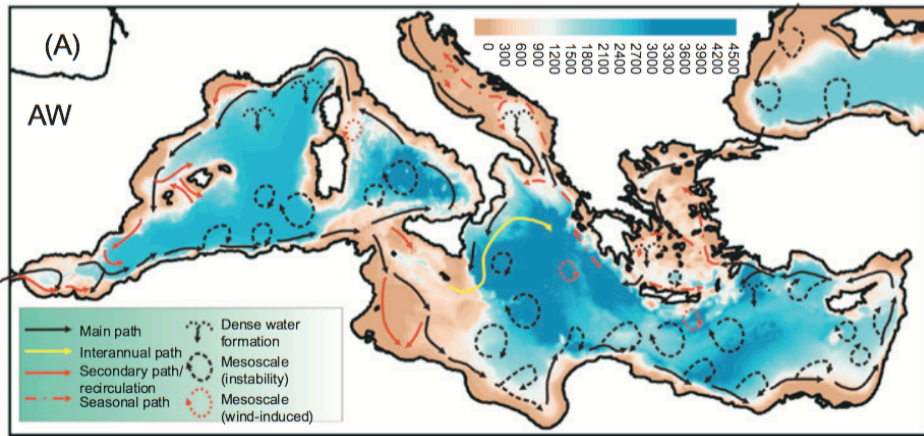
Marco Oceanográfico

Desde una perspectiva dinámica los procesos costeros están controlados por el oleaje, viento y la deriva de corriente (N-S). La acción de las mareas es mínima.

Corrientes y Oleaje

A larga escala, debido a la distribución de las masas de agua en la región, la circulación en el Mediterráneo noroccidental es bastante constante, estando en equilibrio dinámico y generando una circulación termohalina ciclónica (Figura 5.-). En cambio, en la plataforma continental se ve afectado por la

influencia de los vientos locales y el efecto de descargas de origen continental, dando lugar a patrones mucho más variables (Albarracín, 2013; Font *et al.*, 1988). El factor que mayoritariamente domina la circulación mediterránea son los vientos incluso en áreas con presencia importante de entradas de agua dulce (Estournel *et al.*, 2003; Jordà y De Mey, 2010; Albarracín, 2013).



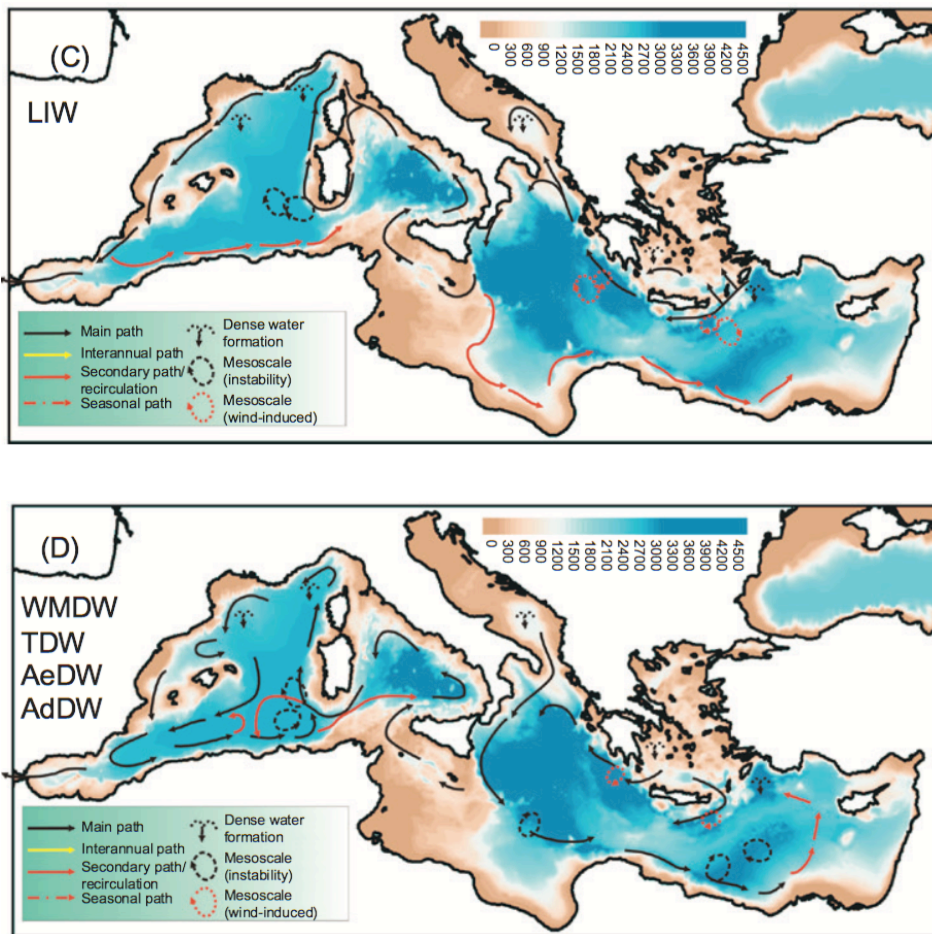


Figura 5.- Esquemas de circulación: (A y B) capa superficial (AW) de acuerdo a Millot y Taupier-Letage; (C) capa intermedia (LIW) y (D) capa profunda (aguas profunda mediterránea del oeste (WMDW), TDW, Agua profunda Aegea (AeDW) y Agua profunda adriática (AdDW)). Fuente: *The Climate of the Mediterranean Region*.

En cuanto a las mareas se ha analizado el mareógrafo del Puerto de Valencia, y se ha escogido como valores representativos los registros de marea descritos en el boletín del mencionado mareógrafo. Pese a que los parámetros medios de la marea astronómica se mantienen prácticamente constantes, se ha podido apreciar que la marea sí varía a lo largo de los años,

por lo que resulta conveniente conocer el máximo que este valor puede alcanzar.

De acuerdo con la información obtenida de puertos del Estado y del Atlas de Inundación del Ministerio de Medio Ambiente (desarrollado por el GIOC de la Universidad de Cantabria) la marea máxima es de 0,50 metros y el nivel medio es de 0,20 m (nivel en metros referido al nivel medio del mar en Alicante, NMMA). Los valores de la pleamar máxima viva equinoccial y de la bajamar mínima equinoccial son los siguientes (referidos al NMMA):

Pleamar máxima viva equinoccial (P.M.V.E.) + 0,27 m

Nivel medio del mar (N.M.M.) + 0,02 m

Bajamar mínima viva equinoccial (B.M.V.E.) + 0,23 m

El nivel medio del mar referido al cero del puerto es de 1,02 metros.

La influencia de la marea es prácticamente mínima con una media de oscilación de alrededor de 15 cm refuerza la teoría de la importancia de los vientos en sobre todo en las regiones del Golfo de Valencia (Jordi *et al.*, 2011; Albarracín, 2013).

A continuación se presentan los datos de dirección de altura de ola significativa, altura de ola media (Figura 6.- Figura 7.-) y corrientes (Figura 8.-) desde 1958 hasta la actualidad. Los datos provienen de registro SIMAR de Puertos del Estado, que recoge series temporales de parámetros de viento y oleaje procedentes de modelado numérico. Son, por tanto, datos simulados y no proceden de medidas directas de la naturaleza. Las series SIMAR surgen de la concatenación de los dos grandes conjuntos de datos simulados de oleaje con los que tradicionalmente ha contado Puertos del Estado: SIMAR-44 y WANA. El objetivo es el de poder ofrecer series temporales más extensas en el tiempo y actualizadas diariamente.

En el análisis de la boya SIMAR 2081112 localizada (0.25° W, 39.33°N) se puede observar una dominancia de oleaje de E, NE con una altura de ola media significativa H_s de entre 0.1 y 1 m, siendo las más frecuentes $H_s < 0.5$ de origen E con una T_p de entre 2 y 10 s; además se observa predominio de corrientes bidireccionales.

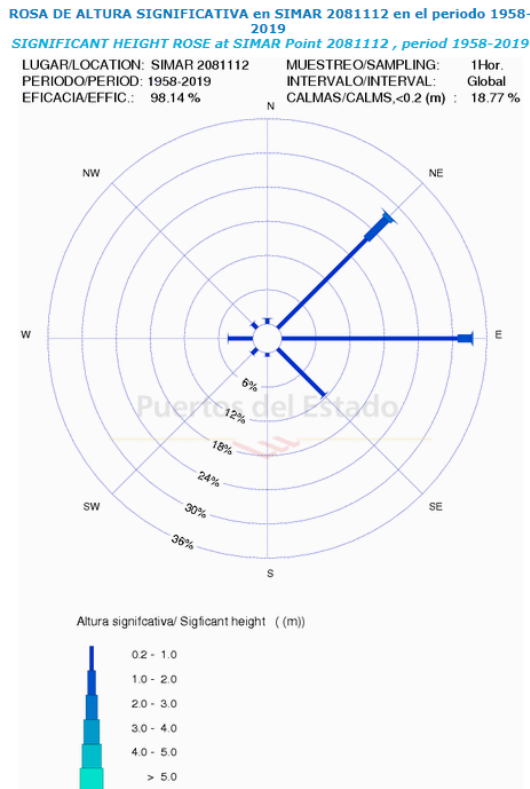


Figura 6.- *Altura de ola media significativa y direcciones. Fuente: Puertos del Estado.*

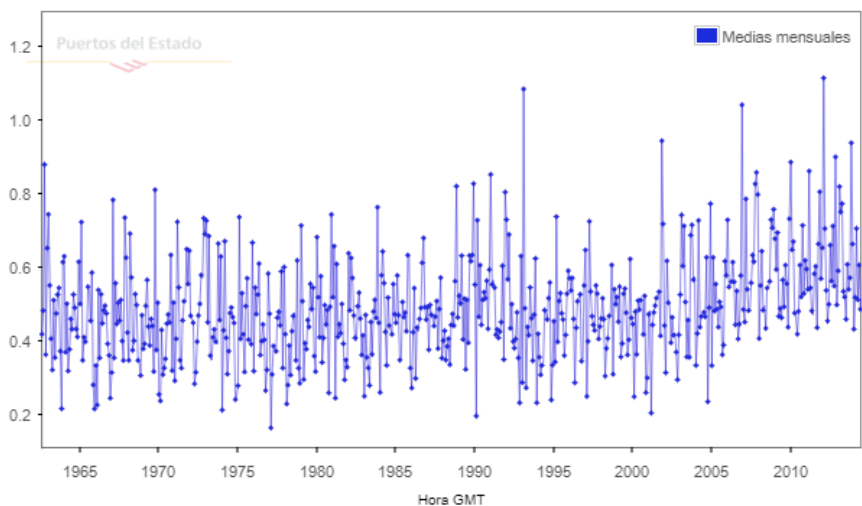


Figura 7.- Medias de altura de ola. Puertos del Estado.

ROSA DE CORRIENTES MEDIAS en Boya Valencia en el periodo 2005-2019
MEAN CURRENTS ROSE at Valencia Buoy , period 2005-2019

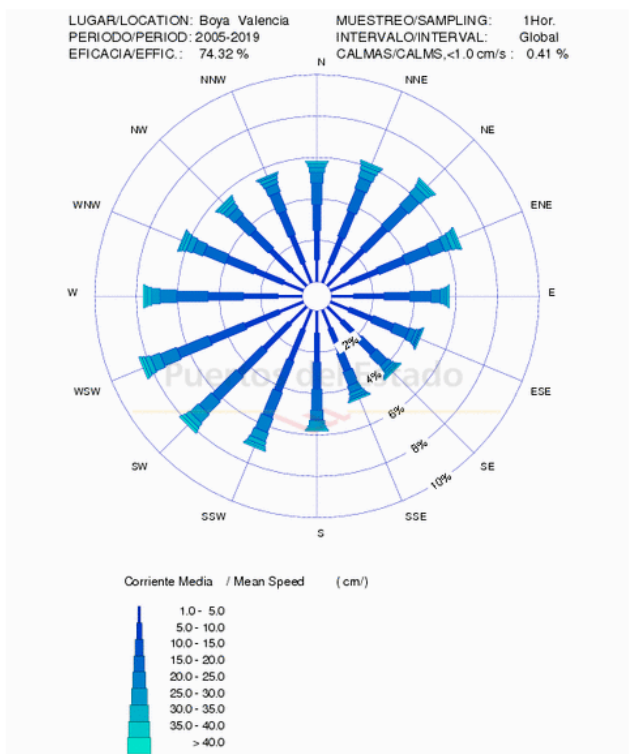


Figura 8.- Velocidad (cm) y dirección de las corrientes. Fuente: Puertos del Estado.

Vientos

La Figura 9.- muestra la media estacional de la velocidad y dirección del viento de los datos diarios QuickSCAT (Chronis *et al.*, 2010). Como se puede observar en la figura los valores más altos corresponden al invierno (DJF). A lo largo del año en el Golfo de León muestra magnitudes por encima de 7m/s extendiendo su influencia al noreste y sobre la subcuenca de Liguria. Destaca la inversión de la dirección del viento sobre la subcuenca balear entre el invierno y el verano (de los vientos del noroeste a vientos del noreste) (Dorman *et al.*, 1995; Losada, 1999).

Los vientos desde el oeste mediterráneo hacia el este son el levante y poniente, que afecta al estrecho de Gibraltar y mar de Alborán. Sobre el golfo de León y las subcuenca de Liguria el viento seco y frío de mistral sopla de NNW alcanzando el margen SE de la costa mediterránea; este viento domina principalmente en invierno. La influencia del Mistral dentro del mar Tirreno está regulado por una depresión que se desarrolla sobre la subcuenca de Liguria, clasificando esta área como uno de los centros ciclónicos más activos en centro Europa (Flocas, 1988; Trigo *et al.*, 2000).

Romanou *et al.* (2010) demostró que los vientos mediterráneos están caracterizados localmente por extremos, ya que se produce una alta variabilidad sobre la cuenca oeste y central mediterránea a diferencia de la subcuenca del este levantino.

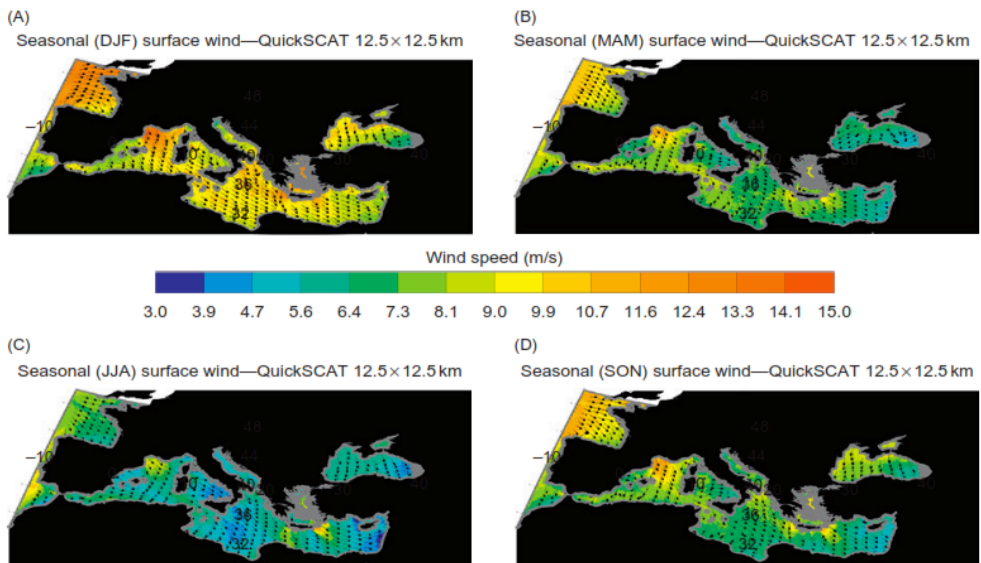


Figura 9.- Medias estacionales de magnitud y dirección de los vientos (2000-2008) medidos por QuickSCAT para (A) invierno (DJF), (B) Primavera (MAM), (C) Verano (JJA), y (D) otoño (SON). Las zonas en gris son puntos de muestreo que no pasan la calidad del sistema (ej: alguna zona costera). Fuente: *The Climate of the Mediterranean Region*.

La rosa de los vientos analizada en el área de estudio corrobora esa variabilidad, siendo el más intenso y frecuente el viento del Oeste (Poniente), seguido del viento del ESE y NE, (Figura 10.-).

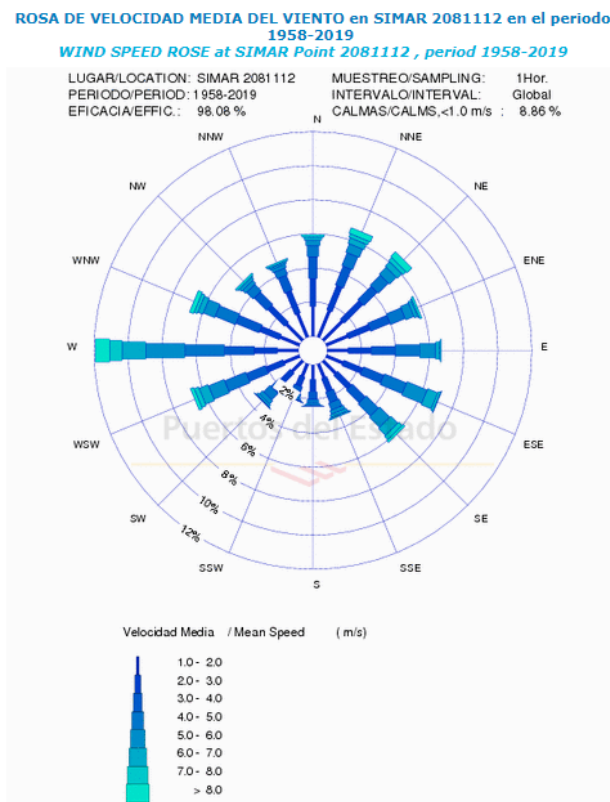


Figura 10.- Rosa de los vientos (dirección e intensidad) medios. Fuente: Puertos del Estado.

Problemática medioambiental de la laguna

En un primer lugar la laguna que se conforma en el espacio actual se enfrenta a un problema serio de salinización, aunque teniendo en cuenta los parámetros mínimos para mantener el estado ecológico del lago, las características de las aguas aportadas a través de la red de acequias son buenas y cumple con los valores mínimos estipulados para mantener el estado ecológico del lago (Moreno Ramón, 2013). La mayoría de las aguas pueden considerarse cloruro sódicas con un nivel de salinidad medio-alto y bajo en sodio para su utilización como aguas de riego.

La salinidad de las acequias de la zona norte es mucho más significativa respecto a las acequias de la zona sur, debido a los aportes del río Júcar por el sur. Los valores detectados en la capa freática (Palop, 2015) son cercanos a los valores del agua marina circundante, lo que indica la existencia de un flujo de entrada en sentido NE-SO por el norte. La zona sur de la laguna recibe los aportes del acuífero del Júcar dotando a ésta de mayor capacidad de renovación de agua dulce frente al efecto del acuífero del Turia en la zona norte, donde se confirma la existencia de fenómenos de intrusión marina.

Eutrofización y contaminación de la laguna

La situación geográfica de la Albufera es la de una laguna rodeada de núcleos urbanos con una industria vinculada a la metalúrgica y al sector agrícola muy desarrollado.

Desde los años 60 se han producido de forma constante vertidos contaminantes al fondo de la laguna lo que resultado en una acumulación de lodos. Estos depósitos son un reservorio de productos contaminantes y además los vertidos de aguas residuales, con elevadas cargas orgánicas, no solo aportan nutrientes inorgánicos, sino que generan una demanda muy elevada de oxígeno. Por lo tanto, se ve aumentado el crecimiento algal de la laguna dando lugar a la eutrofización de la misma. Todo ello se refleja en los valores de pH diurnos que rara vez son inferiores a 8,5, manteniendo estos lodos como hidróxidos insolubles. En el caso de que bajara el pH del agua y del sedimento superficial se podría dar la situación de la liberación de los metales del sedimento, lo que afectaría directamente a la flora y la fauna de la laguna de la Albufera. No obstante, el proceso es complicado y no están claros los mecanismos que se desencadenarían en esa situación, ampliamente descrita en Palop (2015).

Otros estudios concluyen que en la última década no se observan cambios significativos en las concentraciones descritas en el sedimento, relacionándolo con la resuspensión y redistribución de los sedimentos. No obstante, este sedimento constituye un elemento retardador de la recuperación de la laguna.

Los vertidos contaminantes, en especial las aguas fecales e industriales, generaron la situación de hipertrofia del lago excediendo la autodepuración y favoreciendo el desarrollo de microalgas planctónicas y el deterioro de las praderas de macrófitos. La situación del crecimiento excesivo del fitoplancton provoca la turbidez del agua impidiendo que la luz solar incida en el fondo de la laguna disminuyendo así las plantas sumergidas. Esto hace que la resuspensión de sedimentos provocada por el viento sea más intensa, y la ausencia de refugio vegetal hace que el zooplancton sea más vulnerable a la depredación de los peces de la laguna, favoreciendo el crecimiento del fitoplancton que mantiene esta turbidez.

2.2. Geomorfología del sistema lagunar

Las llanuras de inundación

El largo tramo de gradiente bajo cero (entre 0 y 1 m sobre el nivel del mar) en el entorno de la laguna hoy en día parece compartimentado por suaves prominencias topográficas de trazado alargado, correspondientes a los diques fluviales de las antiguas desembocaduras deltaicas del río Turia (Brosquil) y la corriente efímera de Catarroja (Carmona *et al.*, 2016) (Figura 11.-).

Estos diques forman parte de llanuras de inundación de topografía ligeramente deprimida (varios dcm) y aplanada. Las superficies aluviales se extienden hacia el continente, formando el llano aluvial de los ríos afluentes. Los subambientes de humedal están protegidos de la influencia marina por la

prominencia deltaica medieval del Turia (la Punta) y su extensión hacia la estrecha barrera costera (Ruiz y Carmona, 1999; Carmona y Ruiz, 2014).

Actualmente, el perímetro entero de la laguna está afectado por el desbordamiento de los principales ríos tributarios el Turia y Júcar y el afluente efímero de Catarroja. Así, el ambiente de humedal del perímetro de la laguna aparece enterrado bajo los sedimentos de una llanura de inundación de unos 2 m de espesor, depositada principalmente en tiempos históricos, especialmente en los intervalos medievales y modernos (Carmona, 1990; Carmona *et al.*, 1994; Carmona y Ruiz, 2011).

Es importante destacar los eventos de inundación de los ríos que han sido procesos recurrentes desde el Holoceno tardío. En el registro paleohidrológico y geoarqueológico de la llanura de inundación del río Turia, se identifican tres fases de alta magnitud y frecuencia de inundación; la más antigua corresponde al periodo final de la Edad de Bronce (2.750 cal yr BP) el segundo, más reciente, relacionado con tiempos islámicos (siglo XI; 1.000 cal yr BP) (esta cronología deriva de restos arqueológicos) (Carmona y Ruiz, 2011) (Figura 12.-). Una tercera fase, que corresponde a la Pequeña Edad de Hielo (LIA), se analizó mediante una base de datos de aproximadamente 700 años (crónicas históricas) en los ríos Júcar y Turia. Todas estas fases se han conectado con cambios climáticos globales en periodo Holoceno (Carmona y Ruiz, 2011; Ruiz *et al.*, 2014).

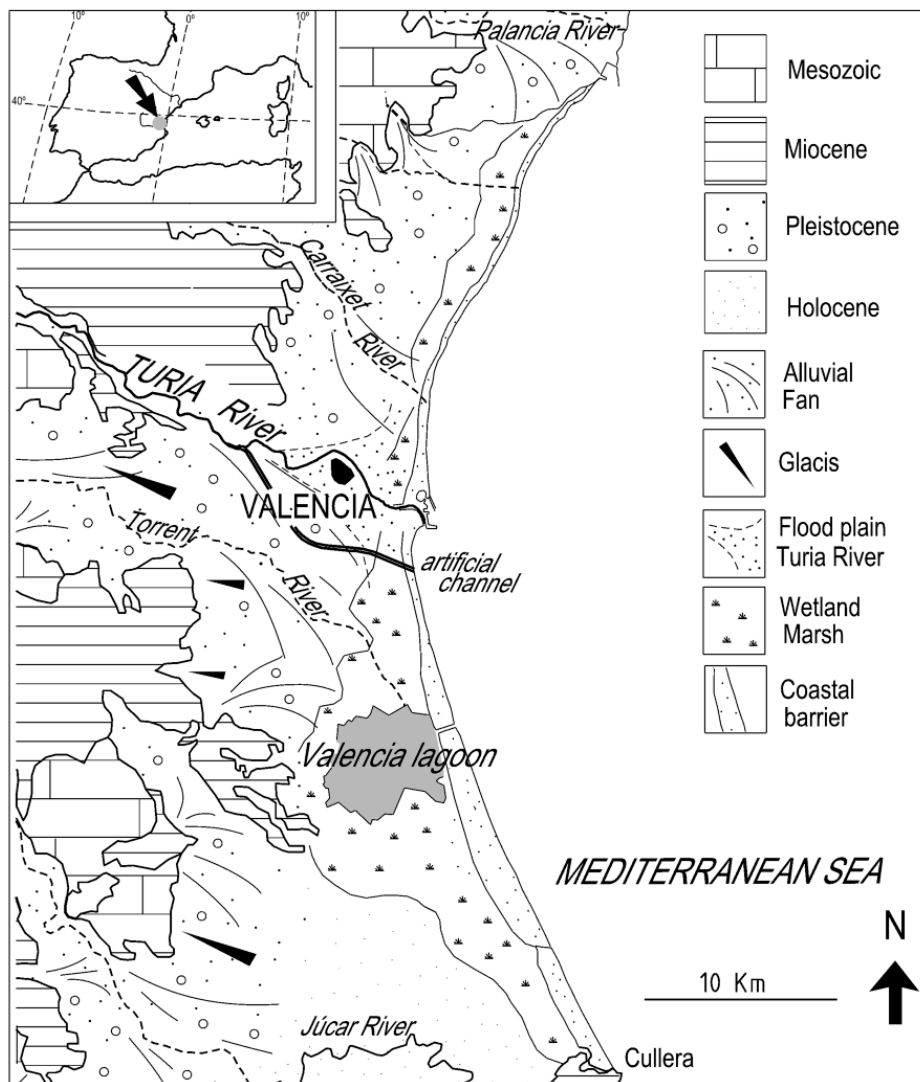


Figura 11.- Geomorfología del sistema laguna-barrera de la Albufera de Valencia.

Carmona y Ruiz, 2011.

La barrera costera

La barrera costera actual que cierra la laguna comienza en la desembocadura del Turia y se alarga hasta la Sierra de les Raboses (Cullera). Los aportes sedimentarios del río se distribuyen mediante la corriente longitudinal

(dirección N-S en el área de estudio) a lo largo de la costa (Rosselló, 1972; Sanjaume, 1974; Rosselló, 1995).

Al norte de la laguna (delta del río Turia) la barrera está totalmente antropizada por las instalaciones portuarias de la ciudad de Valencia. Como ya se ha mencionado, hacia el sur esta morfología presenta diferentes subformas que se relacionan con afloramientos de calcarenita y con procesos neotectónicos acaecidos durante el Pleistoceno (Carmona y Ruiz, 1999).

Entre las localidades de Pinedo y el Saler, se trata de una barrera única y estrecha de 330 m de ancho y 2 m a.s.l. de altura. En este área (junto con la zona más continental) se examinó la estratigrafía de la barrera costera holocena en una excavación (registro de Pinedo, Figura 12.-). Esta secuencia está formada por sedimento de playa datada alrededor del 7.500–7.300 cal yr BP (Ruiz y Carmona, 2005; Carmona y Ruiz, 2011). Este nivel de playa está enterrado por material limoso gris de una *backbarrier* de laguna costera (datada alrededor de 3.360–3.150 cal yr BP) y un sedimento de origen dunar sin datar. El nivel de techo está formado por capas de limos arenosos de la llanura de inundación del río Turia (Carmona y Ruiz, 2011).

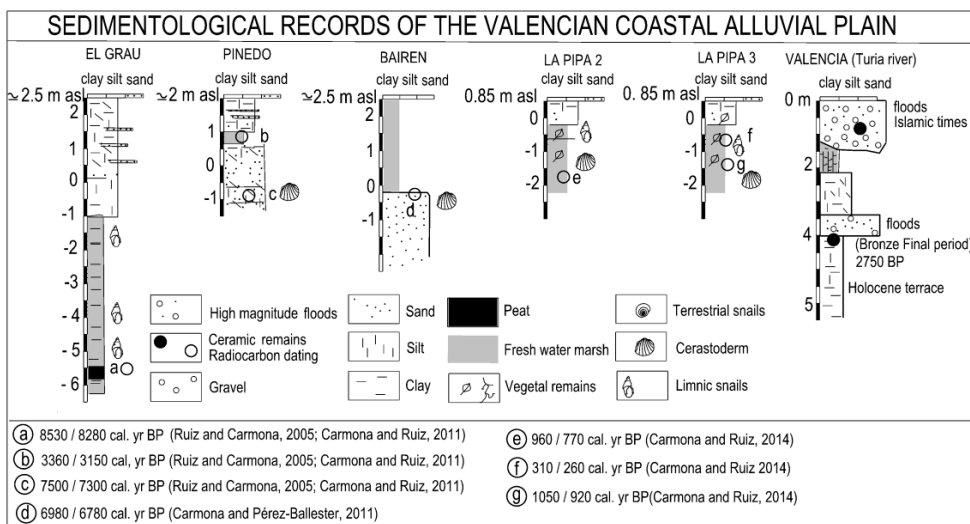


Figura 12.- Otros registros sedimentológicos de la llanura aluvial de Valencia. (Carmona et al., 2016).

La barrera del Saler se extiende hacia el sur con una morfología de dos barreras progradantes, de un grosor de aproximadamente 980 m y una altura y cordones dunares de hasta 5 m (Sanjaume, 1974). La formación de los cordones dunares fue como consecuencia de la emersión de la primera barrera. Esta barrera emergida fue creciendo y evolucionando hacia una morfología dunar. De manera sincrónica se forma una facies *shoreface* en la zona sumergida como consecuencia del aporte constante de la desembocadura del Turia (TYPESA, 2003).

Una vez emergida esta segunda barrera queda una franja arenosa ligeramente por encima de cota. El primer cordón va gradualmente consolidándose por el desarrollo de la vegetación, actualmente vegetación mediterránea (maquia litoral) con un estrato arbóreo de pino carrasco (*Pinus halepensis*) y gran diversidad de especies arbustivas, subarbustivas y anuales con un importante estrato ascendente. La morfología dunar de los cordones es diferente; las dunas trasversas de alineación interior tienen una anchura de entre 300 y 600

metros y alcanzan cotas de hasta 7 m por encima del n.m. En contraste, las dunas más recientes y más próximas a la playa tienen una anchura de entre 150 y 300 m y una altura máxima de 14 m sobre el nivel del mar, que podría deberse a la variación de los vientos dominantes en la génesis de los cordones dunares (TYPASA). Esto se concluye a raíz de diversos estudios de geomorfología dunar a partir de fotogramas aéreos, que indican la existencia de estilos morfológicos diferentes entre las dos principales alineaciones de dunas. Esta variación se asocia sobre todo a la vegetación fijada en el cordón dunar interior, ya que habría sido remodelada al cambiar de dirección y de amplitud los vientos dominantes. Los paleovientos de formación del cordón más antiguo son de dirección E-W (Sanjaume, 1985).

Estos cordones dunares se han visto afectados por la acción antrópica sobre todo en los años 60 y 70 con urbanizaciones construidas muy próximas a la zona, hoteles y un campo de golf, dificultando la dinámica natural de los aportes sedimentarios de los cordones dunares (Figura 13.-).



Figura 13.- *Cordón dunar.*



Figura 14.- *Cultivos de arroz.*

CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

En este apartado se presenta la metodología utilizada para la obtención de los resultados. Como se trata de un estudio con un enfoque multidisciplinar los materiales y métodos resultan de la combinación de diversas técnicas. Para abordar un enfoque más holístico se distinguen metodologías aplicadas a muestras actuales y muestras de registro de fósiles. Las primeras son necesarias para inferir los paleoambientes con mayor fiabilidad.

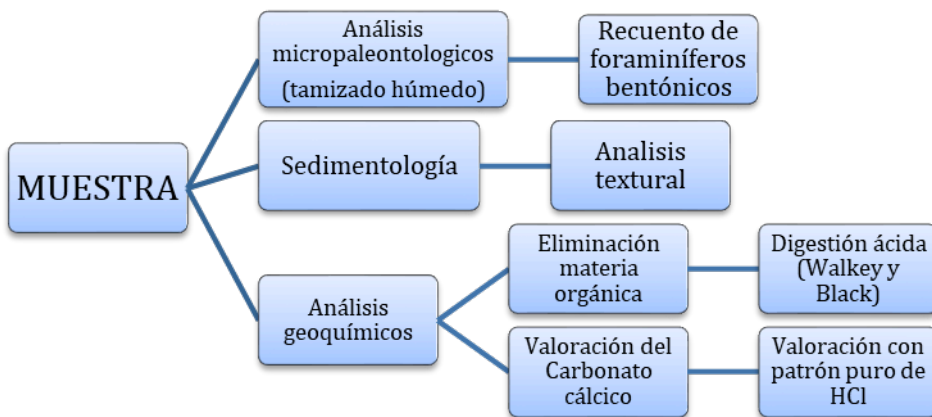


Figura 15.- Esquema metodología.

3.1. Extracción de muestras/ Trabajo de campo

Se planificó la localización de los sondeos (Figura 1.-) teniendo en cuenta los estudios geomorfológicos previos realizados en el área. Se posicionaron en aquellos puntos donde el registro holoceno tuviera potencialmente mayor espesor, con objeto de obtener la máxima información sobre la evolución de esta Albufera y los cambios con el nivel del mar.

Estos sondeos han sido financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad (CSO 2016-78204-P) y por la Universidad Católica de Valencia (UCV/2017-153-001, UCV/2018-153-002).

En total se analizaron 5 sondeos (Tabla 2.-). El primer sondeo SAL 1/2 es el sondeo más lejano a la costa de los analizados. Tiene una longitud de 5 metros, de los cuales se extrajeron 57 muestras. El segundo y tercer sondeo se denominaron Tremolar 2 y Tremolar 3, respectivamente; son los sondeos localizados más al norte de la zona de estudio, con una profundidad de 3,5 m (Tremolar 2) y 32 muestras y con una profundidad de 3 metros (Tremolar 3) y 23 muestras. Estos dos sondeos tienen una distancia entre sí de 0,6 km y están a una distancia de 3,5 km del testigo SAL 1/2. A continuación el sondeo SAL 3, a una distancia de 2,2 km de la costa actual, con una potencia de 14 metros y 120 muestras. Por último, el sondeo SAL 4 se localiza a ~2 km hacia el sureste del sondeo SAL 3. Es el sondeo más costero de los cinco, a una distancia de 1,3 km de la línea de costa actual, con una potencia de 8 metros y 60 muestras.

SONDEOS	LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	PROFUNDIDAD (cm)	ALTITUD (cm)	DISTANCIA A LA LÍNEA DE COSTA (m)
SAL1/2	39°22'53.45"N, 0°21'43.24"W	500	85	3340
TRE2	39°24'21"N, 0°21'18"W	350	65	2047
TRE3	39°24'40"N, 0°21'15"W	300	75	1896
SAL 3	39°23'29.16"N; 0°20'43.80"W	1400	80	2226
SAL4	39°22'20.35"N, 0°20'11.53" W	800	80	1300

Tabla 2.- *Localización de los sondeos, profundidad, altitud y distancia a la costa.*

El sondeo SAL 1/2 fueron extraídos mediante “Russian” corer al igual que los tres más cortos fueron obtenidos mediante un “Russian” corer (Muestreador de turba), de forma manual con un diámetro de 50cm x 5 cm (Figura 16.- Figura 17.- Figura 18.-). Y, por último, los sondeos SAL3 y SAL 4 que se realizaron con una sonda de perforación mecánica fueron los testigos más largos (Figura 19.- Figura 20.-).



Figura 16.- Imágenes de muestreador "Russian" corer.



Figura 17.- Sondeo Tremolar 2.



Figura 18.- *Sondeo Tremolar 3.*



Figura 19.- *Sondeo SAL 3.*



Figura 20.- *Sondeo SAL 4.*

Toda la información fue georreferenciada en CAD (Microstation V8i) en un mapa digital a una escala 1:5000. Esto se organizó en un ArcGIS (Geographic Information System) para el mapeo geomorfológico y para el análisis y el estudio estratigráfico de los cambios geomorfológicos (Carmona *et al.*, 2016).

3.2. Preparación de las muestras

Una vez extraídos los sondeos se realizó un levantamiento estratigráfico de los mismos. Más tarde fueron muestreados cada 10 cm, recuperando la parte interna del testigo con el objetivo de evitar la posible contaminación cruzada. Se recogieron muestras duplicadas, una de ellas destinada al análisis sedimentológico y químico y la otra muestra para el estudio de los foraminíferos.

El análisis micropaleontológico de todos los sondeos fue realizado en los laboratorios de la Universidad Católica de Valencia. Para el estudio del contenido en foraminíferos bentónicos se procedió al levigado de las muestras mediante un tamiz de 0,063 mm separando la fracción limoarcillosa de la fracción arena. En el caso de algunas muestras con alto contenido en la fracción limoarcillosa se añadió hidróxido sódico para ayudar a su disgregación.

3.3. Análisis micropaleontológicos e Índices de diversidad

Tras secar las muestras bajo luz infrarroja se procedió a la recogida e identificación de foraminíferos bentónicos mediante la ayuda de una lupa binocular.

Se clasificaron de acuerdo a la nomenclatura propuesta por Loeblich y Tappan (1988); Milker y Schmiedl, 2012 y Hayward *et al*, 2017, estos últimos crearon una base de datos online “World Foraminifera Database” que forma parte de la “World Register of Marine Species” (WORMS: <http://www.marinespecies.org/>). Ésta se basa en los últimos estudios genéticos moleculares (Pawlowski *et al*, 2013) y contiene la clasificación sistemática que tiene en cuenta los estudios de foraminíferos de concha

calcárea, hechos por Loeblich y Tappan (1988, 1992), y los de Kaminski (2004), para las conchas de tipo aglutinado.

Tamaño Muestral

Para el análisis de foraminíferos fósiles se recuperaron 300 individuos cuando fue posible. El tamaño muestral ha sido elegido en función de las recomendaciones de diversos autores. De acuerdo Patterson y Fishbein (1989), para estudiar la asociación dominante de una población de foraminíferos es suficiente con 50 individuos. La distribución binomial ha sido en efecto utilizada para intentar resolver problemas relacionados con el tamaño muestral (Shaw, 1964; Dennison y Hay, 1967). De ella puede deducirse que la probabilidad de no encontrar un taxón, que en realidad sí está presente con una frecuencia p en una muestra de n individuos identificados, está definida por la siguiente ecuación:

$$q = (1 - p)^n$$

Buzas (1990) señala los posibles sesgos derivados de la utilización de la distribución binomial y la necesidad de contar con muestras replicadas para evaluar los límites de confianza de las proporciones de las especies en una localidad, al tiempo que estima que el recuento de 300-400 individuos debería ser suficiente para una muestra. Fatela y Taborada (2002), por su parte, inciden en la idea de que el número de ejemplares contados debería depender de los objetivos del estudio, y así, apuntan a que en numerosos estudios paleoceanográficos basta con el recuento de 100 ejemplares por muestra ya que, por regla general, sólo se utilizan las especies que representan más del 5% de la asociación. La relación entre el número de individuos que es necesario contar y la frecuencia relativa de la especie que vayamos a considerar ya había sido puesta de manifiesto por Patterson y Fishbein (1989),

quienes critican el empleo de un número fijo de 300 ejemplares por muestra en trabajos paleoceanográficos que utilizan especies indicadoras de masas de agua que con frecuencia representan menos del 5% de la asociación. Estos autores sugieren que, si la especie a considerar representa el 50% o más de la asociación, entonces bastaría un recuento de 50 ejemplares; especies con frecuencias del 10% requerirían al menos 300 ejemplares por muestra; las que representen el 5% necesitarían recuentos de entre 500 y 1 000 ejemplares y, por último, aquellas especies con proporciones del 1% de la muestra requerirían un recuento de varios miles de ejemplares para dar lugar a estadísticas fiables. Por añadidura, para distinguir ambientes muy similares entre sí, el número de ejemplares que deben contarse por muestra debe ser asimismo mayor (Patterson y Fishbein, 1989).

Valores de diversidad

Una vez extraídos, clasificados y adheridos a portaforaminíferos, se contabilizaron y se calcularon los índices de diversidad de Shannon (H') (Shannon-Wiener, 1949), índice de Equidad (J') (Pielou, 1969) y Alfa de Fisher (α) (Fisher *et al.*, 1943), para conocer la composición y abundancia proporcional de especies, así como el grado de dominancia de estos organismos en cada muestra mediante el índice de Dominancia: 1- índice de Simpson (D) (Simpson, 1949). La formulación de los mismos es la siguiente:

Índice de diversidad

$$H(S) = - \sum_{i=1} \frac{n_i}{n} \ln \frac{n_i}{n}$$

H(S)= índice de diversidad

S= número de especies en cada muestra

ni= frecuencia de cada una de ellas

Este valor de entropía varía de 0 en muestras con un solo taxón a altos valores en comunidades con muchos taxones. Este valor suele hallarse que recae entre 1,5 y 3,5 y sólo raramente sobrepasa 4,5 (Margalef, 1972).

Índice de dominancia

$$D = \sum_i \left(\frac{n_i}{n} \right)^2$$

n_i = número de individuos del taxón i .

El rango va de 0 (todos los taxones están igualmente presentes) a 1 (un taxón domina la comunidad por completo). El Índice de Simpson 1-D mide la "uniformidad" de la comunidad de 0 a 1. Los índices de Dominancia y Simpson a menudo se intercambian en la literatura.

Índice de equidad

$$J = \frac{H(S)}{\log_2 S}$$

H' = Índice de Shannon-Wiener

$\log_2 S$ = es la diversidad máxima (H' max) que se obtendría si la distribución de las abundancias de las especies en la comunidad fuesen perfectamente equitativas

El índice de equidad de Pielou mide la proporción de la diversidad observada con relación a la máxima diversidad esperada. Su valor va de 0 a 1, de forma que 1 corresponde a situaciones donde todas las especies son igualmente abundantes

Alfa de Fisher

$$\alpha = \frac{N_i}{X}$$

α = Alfa de Fisher

N_i = tamaño de la población

X = Constante que toma valores inferiores a 1

De acuerdo con Murray (1991), valores de α comprendidos entre 1 y 3 son característicos de marjales salobres, y los valores que se encuentran entre 5 y 19 se corresponden con ambientes marinos. Los análisis de los valores de diversidad se analizaron con el software PAST (Paleontological statistics) (Hammer *et al.*, 2001, 2008).

Microscopía Electrónica de Barrido

Se han fotografiado los ejemplares más representativos y mejor conservados de todas las muestras analizadas mediante Microscopio Electrónico de Barrido. Estas representaciones están incluidas en el apartado de Sistemática 5.1. Las imágenes fueron obtenidas mediante el Microscopio electrónico de barrido S-4800 (HITACHI) con cañón de emisión de campo (FEG) con una resolución de 1,4nm a 1kV.del servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Valencia.

3.4. Dataciones

Se realizaron un total de 26 dataciones absolutas de radiocarbono. Las dataciones de los testigos se obtuvieron de diferentes materiales; los niveles superiores se consideraron que correspondían a edades contemporáneas. Estos testigos se obtuvieron en los ambientes de marisma de agua dulce y llanura aluvial que bordean el sector norte continental de la laguna a una altura absoluta de 0.85 m sobre el nivel del mar (s.n.m).

Las dataciones de los sondeos Tremolar 2 y 3 se establecieron en el Laboratorio de Radiocarbono Poznan, Polonia. La calibración fue realizada con el software Oxcal v 4.2.1 (Bronk Ramsey y Lee, 2013) y datos atmosféricos y marinos de Reimer *et al.* (2009). El resto de calibraciones de las dataciones de los caparazones se realizó por BETA Analytic Inc. y se incorporó la corrección del reservorio local en los sondeos. La información se presenta en años calibrados antes del presente, en inglés cal yr BP, que será la nomenclatura unificada que se utiliza a lo largo de esta tesis.

Datación por racemización de aminoácidos

Como complemento se realizaron dataciones por racemización de aminoácidos en los testigos SAL3 y SAL4, en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (LEB) de la E.T.S.I. de Minas y Energía de la Universidad Politécnica de Madrid (Torres *et al.*, 2000).

Las muestras fueron preparadas de acuerdo al protocolo del L.E.B. basado en Kaufman y Manley (1998) y analizadas en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones HPLC- 1100 con detector de fluorescencia. Se eligió el ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones) como base de la datación, ya que fue el más abundante y presente en todas las muestras. Además, es la especie para la que se determinó el algoritmo de cálculo de edad (Ortiz *et al.*, 2015).

Con los resultados de las dataciones se ha podido completar un modelo de edad para dos de los testigos, lo que ha permitido a su vez estimar con más detalle la velocidad promedio de sedimentación de la cuenca, posibles movimientos eustáticos y observar sus diferencias a lo largo del tiempo.

3.5. Variables ambientales

Sedimentología, Materia Orgánica y Carbonato Cálcico

El análisis sedimentario de las muestras de los sondeos SAL 1/2, TRE2 y TRE3 se realizó en el Laboratorio de Geomorfología del Departamento de Geografía de la Universitat de València. Los sondeos SAL 3 y SAL 4 fueron estudiados en los laboratorios de la Universidad Católica de Valencia.

Desde el punto de vista sedimentario, se realizó un análisis granulométrico a partir de la separación (levigado) de texturas más gruesas (gravas) de las más finas (arenas, limo y arcillas), cuyo límite está situado en la fracción de 2 mm (Krumbein, 1934, 1938). La fracción arenosa fue separada de la limoarcillosa a partir del tamizado en húmedo, con un tamiz de 0,063mm de apertura. Se calculó la proporción de cada fracción a partir del control del peso total de la muestra utilizada. El color fue descrito a través de las tablas de Munsell, en muestras secas.

En los sondeos más próximos al río Turia, además, se determinó de forma diferenciada el porcentaje de limo y de arcilla, con objeto de registrar los limos fluviales. La proporción de estas fracciones resultó del procedimiento de granulometrías por sedimentación o pipeteo, basado en la ley de Stoke. Con este método se extrajeron 20 cc de sedimento limoarcilloso, diluido en un litro de agua destilada, siguiendo las tablas de extracción propuestas por Catt y Weir (1976).

La información sedimentológica se completó con la observación de los granos de arena bajo el estéreomicroscopio binocular, con objeto de determinar la morfología, los minerales dominantes y la composición bioclástica.

Los análisis químicos se basaron en el cálculo de las proporciones de carbonato cálcico y de la materia orgánica; ambos medidos en el total de la muestra levigada.

La determinación del porcentaje de carbonato cálcico resulta de la diferencia de reacción de un material ante el ataque con ácido clorhídrico en comparación con un patrón de carbonato cálcico puro. Para el cálculo del contenido en carbonato cálcico (CaCO₃) se realizaron calcimetrías a través del empleo del Calcímetro de Bernard. Este método se basa en la reacción del ácido clorhídrico (HCl) con el carbonato cálcico (CaCO₃) con desprendimiento de anhídrido carbónico (CO₂), el cual desplaza un volumen de un líquido indicador que se cuantifica. Para ello en un primer lugar se realizó el cálculo del contenido en carbonato cálcico en una muestra patrón, de 0,2 g de carbonato cálcico puro. A continuación, con el fin de homogeneizar y así facilitar la reacción con el ácido la muestra, se pulverizaron con la ayuda de un mortero. Se seleccionó un peso inicial de 0,5 g, a excepción de las muestras que *a priori* presentaban alto contenido en CaCO₃ en las cuales se seleccionaron 0,25g. Para calcular el contenido en CaCO₃ se utilizó la siguiente fórmula:

$$\% \text{CaCO}_3 = \frac{V * P_2}{V_2 * P_i} * 100$$

V: Volumen desprendido de CO₂ por la muestra.

P₂: Peso de CaCO₃ muestra patrón.

V₂: Volumen desprendido de CO₂ por el CaCO₃ de la muestra patrón.

P: Peso de la muestra analizada.

En casi todos los sedimentos estudiados el contenido en carbonato cálcico está condicionado por la existencia de caparzones calcáreos.

La proporción de materia orgánica se evalúa en 1 g de sedimento siguiendo el método de Walkley-Black, que consiste en la oxidación de la materia orgánica con dicromato potásico y su posterior valoración con sulfato ferroso. Para alcanzar temperaturas cercanas a los 120-140 °C, es conveniente una rápida disolución del ácido, lograda a través de la agitación orbital del recipiente de reacción (tubo o Erlenmeyer), evitando que queden partículas de suelo adheridas a las paredes del mismo y fuera del alcance de la mezcla oxidante. El nivel de oxidación dependerá no sólo de la temperatura máxima alcanzada, sino también de la persistencia del calor generado. Por ello tanto el recipiente utilizado en la reacción como el grado de aislamiento del medio son factores determinantes que regulan el control de la temperatura y que necesariamente deben ser normalizados. El empleo de calefacción externa permite lograr valores más altos de recuperación del C, para una gran gama de suelos. Así, temperaturas entre los 125 a 150 °C mejoran el nivel de oxidación del C, pero debe tenerse presente que con temperaturas cercanas o superiores a los 150°C se produce una rápida descomposición térmica del dicromato, catalizada por el propio Cr^{3+} , dando en algunos casos valores superiores al 100% de recuperación. En esta valoración se utilizan los siguientes reactivos:

- Sulfato amónico ferroso (sal de Mohr): este compuesto reduce notablemente su potencial reductor en presencia del oxígeno atmosférico, por lo que es imprescindible valorar la solución inmediatamente antes de su uso.
- Dicromato de potasio: Se emplea como patrón primario y sus soluciones son muy estables pudiéndose conservar indefinidamente.
- Ácido sulfúrico: Su concentración no debe ser menor de 96 % p/p ya que dentro del rango del 90 al 99% existe un incremento casi lineal de

recuperación del CO del 1% por cada % de incremento en la concentración del ácido (Walkley, 1947).

$$\%M.O = \frac{0,6708 (B-M)N}{\text{peso muestra (gr)}}$$

B= ml de solución ferrosa en la titulación del blanco

M= ml solución ferrosa gastados en la titulación de la muestra

N= Normalidad exacta de la solución ferrosa

3.6. Análisis estadísticos

Muchos estudios se han desarrollado para reconstruir cuantitativamente las variables paleoambientales. Estos métodos difieren en términos de asunciones numéricas en relación a los datos utilizados; por ejemplo, si la respuesta taxón ambiente es unimodal (Gaussian) o lineal (Sejrup *et al.*, 2004).

Para ello se realiza un análisis de componentes principales (Principal Component Analysis (PCA)), con el objeto de caracterizar la asociación dominante. Posteriormente se compara el análisis de correspondencia sin tendencia DCA (unimodal) con el análisis de componentes principales PCA (lineal). Se observó que en el DCA la desviación estándar era menor de 4, por tanto, y teniendo en cuenta una varianza tan pequeña, los datos se ajustan mejor a un análisis lineal PCA (Figura 21.-). Comparando ambos análisis observamos que con el primer eje en el DCA se explica un 14% de los foraminíferos mientras que en el PCA se explica un 26% de los datos. Por lo tanto, experimentalmente se corrobora que el análisis que mejor se ajusta es el PCA. Posteriormente, se realiza un análisis de redundancia (Redundancy Analysis (RDA)), el cual relaciona las especies con los parámetros ambientales considerados.

DCA

• **** Summary ****						
• Axes		1	2	3	4	Total inertia
• Eigenvalues	:	0.096	0.071	0.037	0.027	0.681
• Lengths of gradient	:	1.240	1.161	1.042	0.860	
• Cumulative percentage variance						
• of species data	:	14.0	24.5	29.9	33.9	

PCA

• **** Summary ****						
• Axes		1	2	3	4	Total variance
• Eigenvalues	:	0.259	0.114	0.081	0.075	1.000
• Cumulative percentage variance						
• of species data	:	25.9	37.3	45.4	52.9	

Figura 21.- Resultados de la comparación de un análisis PCA (lineal) y DCA (unimodal).

Para realizar el análisis estadístico se transformaron los porcentajes del contenido en foraminíferos en raíces cuadradas, para minimizar la señal de ruido. Se estandarizó la muestra por error en la varianza, ya que describe cuánto de esa varianza no es explicada por las variables ambientales. El inverso de ese valor se utiliza como el peso de las especies. Cuanto mejor se describen las especies por las variables ambientales, mejor peso tiene al final del análisis. Se ha utilizado la permutación de Montecarlo para obtener el p valor y se ha realizado un test de los parámetros ambientales para ver qué variable explica mejor la distribución de los datos. Para estos análisis se ha utilizado el software Canoco 4.5 (Ter Braak y Smilauer, 2002; Leps y Smilauer, 2005).

Con el objetivo de analizar si existe algún tipo de asociación entre las muestras, se ha realizado una clasificación jerárquica de tipo análisis clúster. Este análisis consiste en ubicar las muestras en grupos, de forma que el grado

de asociación/similitud entre muestras del mismo clúster sea más fuerte que el grado de asociación/similitud entre muestras de diferentes clústeres. En este caso se ha escogido la medida de la distancia euclídea, ya que es la más idónea cuando las variables son homogéneas y están medidas en unidades similares.

Para su representación se ha realizado un dendrograma, una representación gráfica en forma de árbol que resume el proceso de agrupación en un análisis de clústeres.

3.7. Validación del método

Con el objetivo de testear la validez del método estadístico en las muestras de los sondeos se utilizó una zona de control en un área infralitoral actual próxima a la zona de estudio. El objetivo era conocer la estructura de la asociación viva/muerta de los foraminíferos y su relación con variables ambientales actuales, con una doble finalidad: por un lado, interpretar con mayor fiabilidad las facies marinas registradas en los sondeos y, por otro, validar y extrapolar la metodología estadística como herramienta fundamental en la determinación de paleoambientes, a partir de la dominancia de variables paleoambientales.

Este estudio se enmarcó en un proyecto de investigación más amplio que pretendía estudiar de forma integral el tramo costero del N de la provincia de Valencia, financiado por la Generalitat Valenciana y la Universidad Católica de Valencia (proyectos GV/2009/129, UCV/2009-006-001 y UCV/2011-006-013).

Se recogieron un total de 28 muestras repartidas en tres isobatas, (-5, -10 y -15 metros). De estas muestras se levigaron submuestras de 3 cm³, las cuales fueron teñidas con el colorante rosa de Bengala partiendo del procedimiento

descrito por Walton (1952). Una vez teñidos las muestras fueron lavada y tamizadas, recogiendo la fracción superior a 0,063 mm. Después se procedió al flotado mediante líquidos densos (tricloroetileno), de esta forma los caparazones de los individuos se mantienen en el sobrenadante y el resto del sedimento se deposita en el fondo. Este flotado es efectivo sobre todo cuando la granulometría del sedimento es fracción arena de mineralogía cuarcítica, siendo necesario únicamente en las muestras de la isobata de 5 m, ya que el resto de muestras presentaba mayor número de caparazones. Se recogieron 7.156 foraminíferos bentónicos, agrupados en 87 especies (López-Belzunce *et al.*, 2014) (Tabla 3.-).

PROFILES	SAMPLES	SEDIMENT	Dominant foraminiferal assemblage	Dominant stained foraminiferal assemblage.	% Stained foraminifera.Taphonomy (Foram.)	Other organisms	Deep (z)	Ca3Ca (%)
I	1	Clay and silt. Carbonate precipitation, 12% fraction clay and silt. Sand: 88%.	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Textularia agglutinans</i> d'Orbigny.	22% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 12.5% <i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck), 10% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 10% <i>Nonion commune</i> (d'Orbigny)	16%, Autochthonous Stenotopic.	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods. Seagrass well-developed (<i>Posidonia oceanica</i>) Planktonic foraminifera (gender <i>Rotalina</i>)	15	43
	2	Sand. Isolated intercalation of clay and silt. 95% fraction sand and 5% silt and clay.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny).	26.3% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 18.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné)	12.7%, Autochthonous.	Mixed grassland colonized by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i> , <i>Cymodocea nodosa</i>), Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	10	40.6
	3	Sand with pebbles and gravel: increasing grain size and decreasing proportion of the marine palaeontological content. More typical brackish environments. 97% fraction sand and 3% silt and clay.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	22%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné)	22% Autochthonous. Euryhaline	Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	5	39.2
II	4	Sand well calibrated. 97% fraction sand and 3% silt and clay.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (d'Orbigny), <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny).	29.5%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 23.5% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny	16% Autochthonous.		5	39.9
	5	Medium sand, isolated intercalation of clay and silt. 95% fraction sand and 4.7% silt and clay	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny).	15% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 15% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 13% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	15% Autochthonous. Stenotopic. Specie <i>Ammonia beccarii</i> (Linné) reworked, Increase size of specie <i>Lobatula lobatula</i> (Walker and Jacob).	Mixed grassland colonized by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>). Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	10	40.8
	6	Clay and silt. Carbonate precipitation. Calcareous sandstones. 9% fraction silt and clay and 91% sand size.	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker y Jacob), <i>Textularia pseudogramen</i> Chapman y Parr, <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Nonion commune</i> (d'Orbigny).	41.5% <i>Lobatula lobatula</i> (Walker and Jacob), 16% <i>Textularia pseudogramen</i> Chapman y Parr, 10% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 7.5% <i>Nonion commune</i> (d'Orbigny).	40% Autochthonous. Epiphytic species associated with seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>)	Mixed grassland colonized by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i> , <i>Cymodocea nodosa</i>). Fragments of mollusc: bivalves, gastropods. Marine ostracods. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	86.4
III	7	Clay and silt. Carbonate precipitation. 6.6% fraction silt and clay and 93% sand.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Eggerella scabra</i> (Williamson).	27% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 21.5% <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), 16% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	12% Autochthonous. Specie <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, well conserved.	Near seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>). Fragments of mollusc.	15	31.3
	8	Medium sand, isolated intercalation of clay and silt. 95% fraction sand and 5.3% silt and clay.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	28.5% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 14% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	16% Autochthonous. Stenotopic. Stenohaline.	Isolated seagrass <i>Posidonia oceanica</i> and <i>Caulerpa prolifera</i>	10	41.3
	9	Sand well calibrated. 98% fraction sand and 2% silt and clay.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	43.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	23.7% Autochthonous. Low developed		5	43.94
IV	10	Sand well calibrated. 98% fraction sands and 2% silt and clay. Decreased proportion of the marine palaeontological content.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné).	52%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné)	22.7% Autochthonous. Euryhaline		5	39
	11	Medium sand, isolated intercalation of clay and silt. 95% fraction sand and 5% silt and clay. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	38% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 15% <i>Nonion commune</i> (d'Orbigny).	15.5% Autochthonous.	Fragments of molluscs: bivalves, and gastropods. Marine ostracoda. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.). Presence isolated of seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>) and algae (<i>Caulerpa prolifera</i>).	10	41.2

	12	Increase the fraction size sand. 97% sand and 3% clay and silt. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (d'Orbigny), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob)	28% <i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny.	15% Autochthonous.	Bottom colonized by seaweed, (<i>Dictyota dichotoma</i> , <i>Caulerpa proflera</i>). Fragments of mollusc: bivalve and gastropods. Marine ostracoda. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	84
	13	Clays and silt. 10% fraction silt and clay and 90% fraction sand. Carbonate precipitation.	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (d'Orbigny), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	27% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 23% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	17% Autochthonous. Stenotopic. Epiphytic species associated with seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>)	Bottom colonized by seaweed (<i>Caulerpa proflera</i>). Fragments of mollusc: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Decapod crustaceans. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	41.5
	14	Clay and silt. 12% fraction clay and silt and 88% sand. Sample with most proportion of clay and silt	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (d'Orbigny), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	20%, <i>Triloculina affinis</i> (d'Orbigny), 14% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny,	21% Autochthonous. Dominant foraminiferal assemblage well-developed and increasing size.	Fragments of molluscs: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	33.4
	15	Medium sand, isolated intercalation of clay and silt. 95% fraction sand and 5 % silt and clay. Increase fraction sand as compared samples in the same isobath. Decreased proportion of paleontological content. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob) <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	33% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 24% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	14% Autochthonous.	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	40.9
V	16	Sand, 98% fraction sand and 2% silt and clay. Carbonate precipitation. Abundant biogenic fragments.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny).	20.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	16% Autochthonous.	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods, scaphopods. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Algae (<i>Dictyota dichotoma</i>).	15	86
	17	Sand with isolated silt and clay. 94% sand and 6% clay and silt. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny).	28%, <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny,	10% Autochthonous. Increase paleontological content but decreased proportion of stained foraminifera	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods.	10	41.2
	18	Sand with isolated silt and clay. 96% sand and 4% clay and silt. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny,	34% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 20% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	20% Autochthonous.	Presence of isolated <i>Posidonia oceanica</i>	10	40.5
	19	Sand with isolated silt and clay. 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob),	57% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	25.5% Autochthonous.		5	39.8
	20	Sand, 97% sand and 3% clay and silt. Decreased proportion of the marine palaeontological content. Carbonate precipitation.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli),	38%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 31% <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli),	28% Autochthonous.		5	47.5
VI	21	Sand, 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Elphidium excavatum</i> (Terquem), (Eurihaline assemblage)	32.5%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	15% Autochthonous.		10	41.9
	22	Sand, 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Eggerella scabra</i> (Williamson).	20% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 17% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 17% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	9.5% Autochthonous.	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods.	15	40.3
	23	Clay and silt. 90% sand and 10% clay and silt. Carbonate precipitation. Increase proportion of organic matter.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Eggerella scabra</i> (Williamson).	No dominant species in the live fraction.	5% Autochthonous.	Fragments of molluscs: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	15	40.8
VII	24	Sands with isolated silt and clay. 96% sand and 4% clay and silt. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	20 %, <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny	22% Autochthonous.	Mixed grassland colonized by seaweed (<i>Caulerpa proflera</i>) and seagrass (<i>Cymodocea rostrata</i>). Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.)	10	40.5

	25	Sands with isolated silt and clay. 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny.	34.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 22% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny.	18% Autochthonous.		5	49.1
	26	Sand. 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny.	46% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	28% Autochthonous.		5	35.9
	27	Sand. 97% sand and 3% clay and silt.	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny,	25% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 25% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	14.4% Autochthonous.		10	38.9
VIII	28	Sand. 93% sand and 7% clay and silt. Carbonate precipitation.	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, <i>Adelosina laevigata</i> (d'Orbigny), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker y Jacob)	20.5% <i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny	11% Autochthonous.	Bottom colonized by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>).	15	45.3

Tabla 3.- Descripción de muestras analizadas, asociaciones principales, carbonatos, materia orgánica de Sagunto.

Fueron analizadas diferentes variables como la profundidad, la distancia a la costa, el hidrodinamismo, el tipo de sustrato, el contenido en carbonato, el contenido en materia orgánica y la actividad antrópica. Esto permitió identificar las asociaciones dominantes de los diferentes subambientes y determinar la riqueza y diversidad de estas comunidades bentónicas usando una serie de análisis estadísticos multivariantes.

Para el análisis estadístico en esta zona se tuvieron en cuenta otras variables ambientales además de las descritas, como son: temperatura 19.5°C, pH 8,2, contenido en oxígeno disuelto de 8,2 mg/l y salinidad de 38‰. También se tuvo en cuenta como variable la presencia en el sustrato de praderas de fanerógamas marinas, tanto de *Posidonia oceanica* (Linnaeus) Delile, y *Caulerpa prolifera* (Forsskål) Lamouroux.

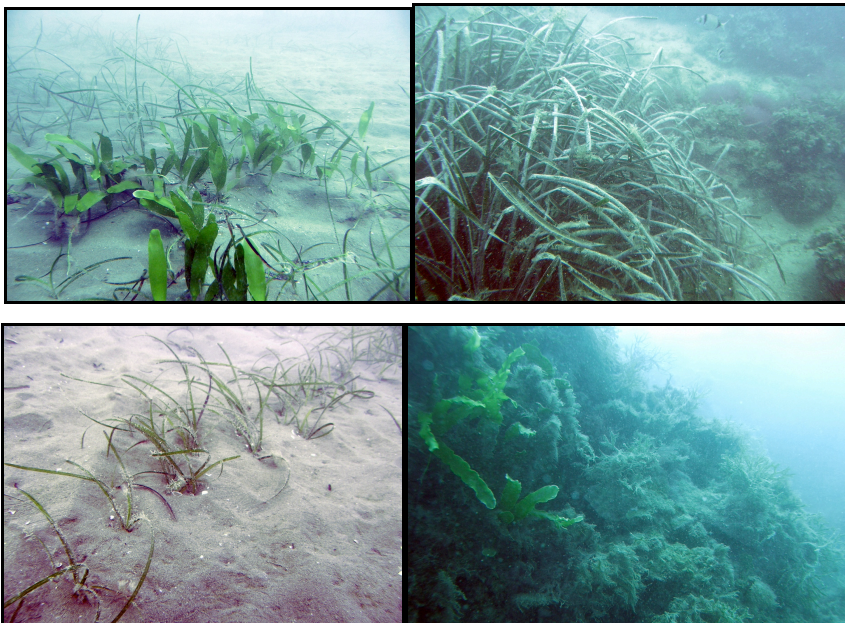


Figura 22.- Imágenes de los fondos sumergidos actuales muestreados (Sagunto).

Finalmente, las variaciones en temperatura, salinidad, pH y oxígeno disuelto eran muy pequeñas, por lo que no se incluyeron como variables en el análisis estadístico.

Desde el punto de vista estadístico, con objeto de obtener análisis más determinantes fueron eliminadas las especies menos frecuentes (Cearreta *et al.*, 2008). Se trata de muestras con una alta diversidad específica (27 especies de media por muestra) en las cuales ha sido eliminado el ruido estadístico (especies con menos del 2% de representación); el resultado fue un total de 14 especies que representan el 78% del total de caparazones analizados. Para relacionar las especies dominantes con las variables ambientales (profundidad, tamaño de grano, contenido en materia orgánica y carbonato cálcico), se llevaron a cabo análisis de PCA y de RDA.

Desde el punto de vista de ecológico, con objeto de conocer la estructura de la comunidad viva (organismos vivos/teñidos), se separan de los organismos muertos/no teñidos (Mendes *et al.*, 2004; Rodríguez-Lazaro *et al.*, 2013). Muchos estudios analizan la asociación total con el objetivo de evitar, por ejemplo, los efectos de la variabilidad estacional de las especies (*e. g.* Scott y Medioli, 1980; Carboni *et al.*, 2009; Bergamin *et al.*, 2009; Magno *et al.*, 2012; Foster *et al.*, 2012). Sin embargo, estudios recientes publicados utilizan las asociaciones vivas como índices bióticos para la calidad ambiental (Morvan *et al.*, 2006; Mojtahid *et al.*, 2008; Bouchet *et al.*, 2012; Barras *et al.*, 2014) y se creó un protocolo llamado FOBIMO (Foraminiferal Biomonitoring) para estandarizar el uso de los foraminíferos como índice ecológico. Por otro lado, las asociaciones muertas proporcionan información sobre procesos post-mortem, como hidrodinamismo y aportes sedimentarios.

Con objeto de obtener todas las casuísticas, se realizaron varios análisis estadísticos con las asociaciones totales y con las asociaciones por separado

(vivos y muertos), para establecer si hay o no diferencias significativas. Los resultados estadísticos indicaron que no hay diferencias entre las variables ambientales determinantes tanto de la asociación total como de la tanatocenosis(muertos/no teñidos) (Figura 23.-).

En el análisis PCA solo el primer eje captura el 25,9% del total de la varianza de las especies. Junto con el eje 2 la varianza explicada acumulada es del 37,3%. Finalmente, con los 4 primeros ejes la varianza explicada total es del 52,9% (Figura 24.-).

Puede decirse que la matriz de especies analizada mediante ordenación multivariante por sí misma, con independencia de las variables ambientales, explica con dos ejes más de un tercio de la tendencia del conjunto de las especies más abundantes que aparecen en los datos.

RDA results						
<i>(living and dead) Assemblages</i>						
	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p value
Eigenvalues	0.134	0.066	0.050	0.031		
Species-environment correlation	0.949	0.892	0.898	0.841		
Cumulative percentage variance						
of species data	13.4	20.0	25.0	28.0		
of species-environment relationship	47.7	71.3	89.1	100.0		
Correlation						
Organic matter	0.1341	-0.4211	0.7530	0.1944	3.61	< 0.0010
Bioclastic sands	0.8045	0.2687	0.2992	0.2363	2.002	< 0.0010
Water depth	0.8725	-0.3025	-0.0804	0.1484	1.801	< 0.0020
Marine Vegetation	0.6683	-0.0837	0.2357	-0.5487	1.16	< 0.2460
<i>Dead Assemblages</i>						
	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p value
Eigenvalues	0.120	0.059	0.045	0.033		
Species-environment correlation	0.926	0.902	0.822	0.845		
Cumulative percentage variance						
of species data	12.0	18.0	22.4	25.8		
of species-environment relationship	46.8	69.8	87.1	100.0		
Correlation						
Organic matter	0.3599	-0.1161	0.7000	0.2778	3.412	< 0.0010
Bioclastic sands	0.6364	0.6389	0.1151	0.0699	1.731	< 0.0070
Water depth	0.8993	0.0573	-0.1527	0.1150	1.442	< 0.0320
Marine Vegetation	0.6402	0.0336	0.1707	-0.5839	1.16	< 0.2240
<i>Living Assemblages</i>						
	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p value
Eigenvalues	0.143	0.059	0.049	0.040		
Species-environment correlation	0.929	0.807	0.900	0.831		
Cumulative percentage variance						
of species data	14.3	20.2	25.1	29.1		
of species-environment relationship	49.1	69.5	86.3	100.0		
Correlation						
Bioclastic sands	0.8420	0.2537	-0.2101	-0.1328	3.779	< 0.0010
Carbonates	0.7554	-0.2464	-0.3971	0.1879	1.787	< 0.0150
Organic matter	0.0892	0.3494	-0.6801	0.4010	1.810	< 0.0060
< 0.0063 mm	0.4317	0.5426	0.5169	-0.0430	1.587	< 0.0420

Figura 23.- Resultados estadísticos de las asociaciones de foraminíferos bentónicos actuales y su correlación con las variables ambientales analizadas.

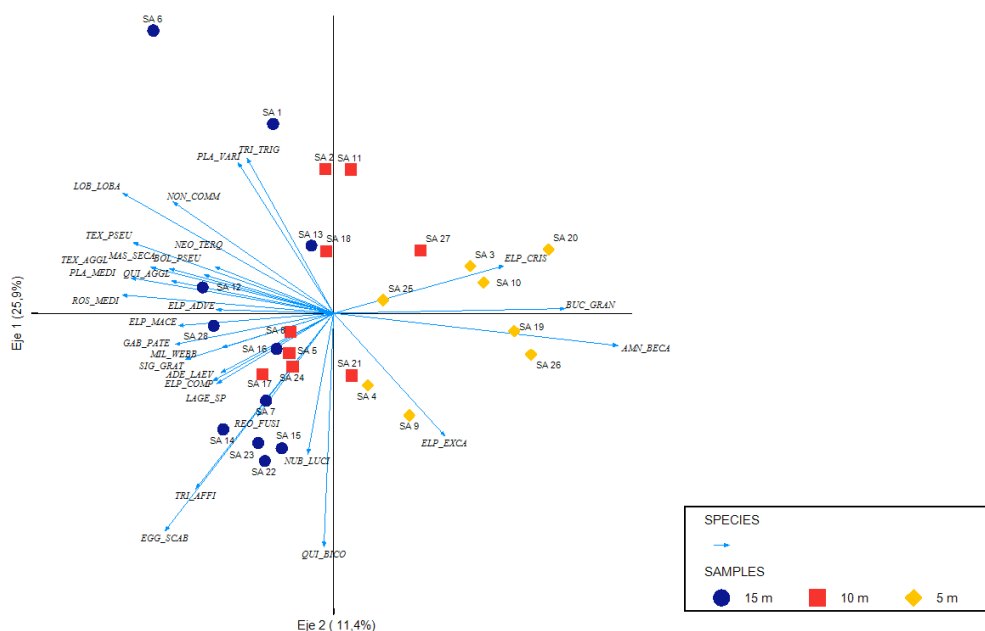


Figura 24.- Gráfico del análisis estadístico de la variable especie por si misma.

Respecto al análisis RDA, de acuerdo a diversos autores, existe una relación muy cercana entre la profundidad, hidrodinámica y la distancia a la costa (Sen Gupta, 2002; Murray, 2006; Milker *et al.*, 2009). En el análisis realizado a la tanatocenosis las variables que afectan a la estructura de la asociación de foraminíferos son la profundidad, las condiciones energéticas, el tipo de sustrato (bioclástico), el contenido en materia orgánica y la presencia de las praderas de fanerógamas. Estas variables son las mismas que determinan la asociación total. Los análisis RDA y clúster confirma la importancia de la profundidad en la agrupación de la muestras (Figura 25.-), sugiriendo un papel mayor del hidrodinamismo en la distribución por profundidades de las asociaciones de foraminíferos.

La producción de foraminíferos se ve favorecida a mayores profundidades, con condiciones moderadas de energía y la presencia de otros factores como la presencia de fanerógamas marinas y praderas de algas. En otros estudios

de la zona interna de la plataforma (Magno *et al.*, 2012) y lagunas litorales (Carboni *et al.*, 2009) el sustrato arenoso es un variable clave en las distribuciones de los foraminíferos. En cuanto a la variable materia orgánica, las mayores proporciones detectadas pueden responder a la presencia de restos de macroalgas y fanerógamas (rizomas, raíces y hojas). Este contenido no se puede degradar mediante microbios (Godshalk y Wetzel, 1978), por lo que no se puede considerar realmente disponible como alimento para los organismos bentónicos (Barras *et al.*, 2014). La presencia de praderas de fanerógamas es la cuarta variable en importancia en la tanatocenosis y en la asociación total, a pesar del estado de degradación en el estudio. La disminución de importancia de este factor puede deberse al poco desarrollo de las praderas y su distribución por parches (Magno *et al.*, 2012).

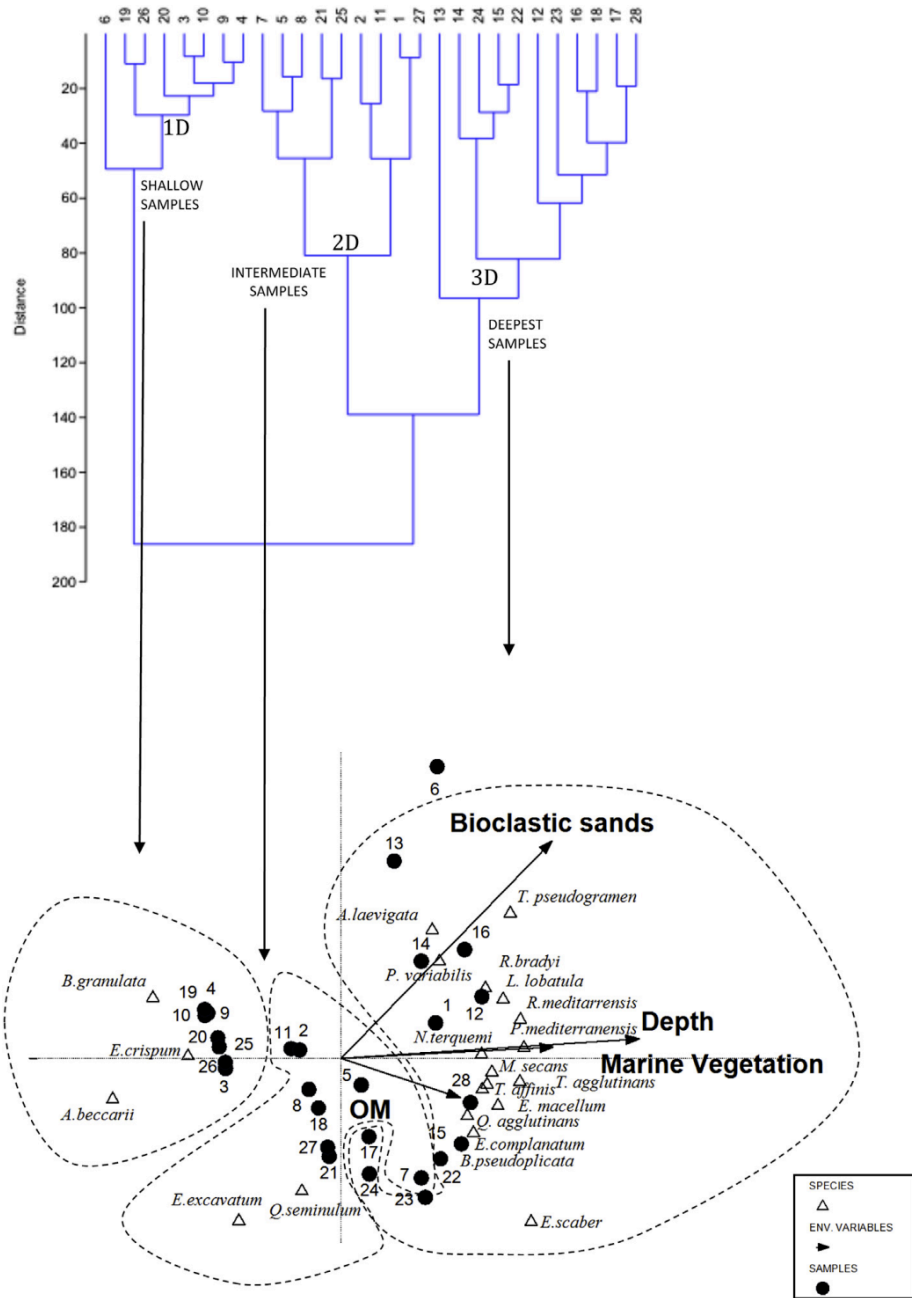


Figura 25.- Tanatocenosis de la zona de validación del método. Análisis multivariante de la asociación muerta y su correlación entre el análisis Clúster y la distribución de especies de acuerdo a las variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA). OM: organic matter.

En relación con la biocenosis, las principales variables que influyen en su distribución son la presencia de arenas bioclásticas, el contenido en carbonato cálcico y la proporción de materia orgánica (Figura 26.-). Las mayores proporciones de arenas bioclásticas corresponden a las muestras que presentan mayor número de individuos teñidos. Además, estas muestras presentan altas proporciones de carbonatos y materia orgánica. Aunque las proporciones de carbonatos se obtuvieron de la fracción más fina (limos y arcillas), minimizando así la influencia de carbonato biogénico, la abundancia de esta variable puede deberse a la alta productividad del medio colonizado por *P. oceanica* y *C. nodosa*, las cuales están desarrolladas en la zona. En las muestras recogidas en estos hábitats vegetales destaca la riqueza de especies epífitas como *P. mediterranensis*, *Cibicidoides variabilis* (d'Orbigny) y *C. lobatulus* que están presentes tanto en la biocenosis como en la tanatocenosis. Los individuos juveniles encontrados en la fracción más fina pueden explicar parcialmente la importancia de esta variable ambiental en la distribución de la biocenosis.

La tercera variable que explica la distribución de la biocenosis es la materia orgánica. En consonancia con lo expuesto por Sen Gupta (2002), en aguas costeras, los organismos bentónicos responden al flujo de materia orgánica. Con bajos aportes se produce un aumento de la biocenosis mientras que los aportes altos pueden generar condiciones anóxicas en el sedimento. En este caso, los altos porcentajes de organismos teñidos recogidos en la zona con aportes antrópicos indica que los aportes de materia orgánica no llegan a producir condiciones anóxicas. El análisis químico del sedimento refleja el aumento de carbonatos en la zona y en el fondo colonizado por fanerógamas y algas.

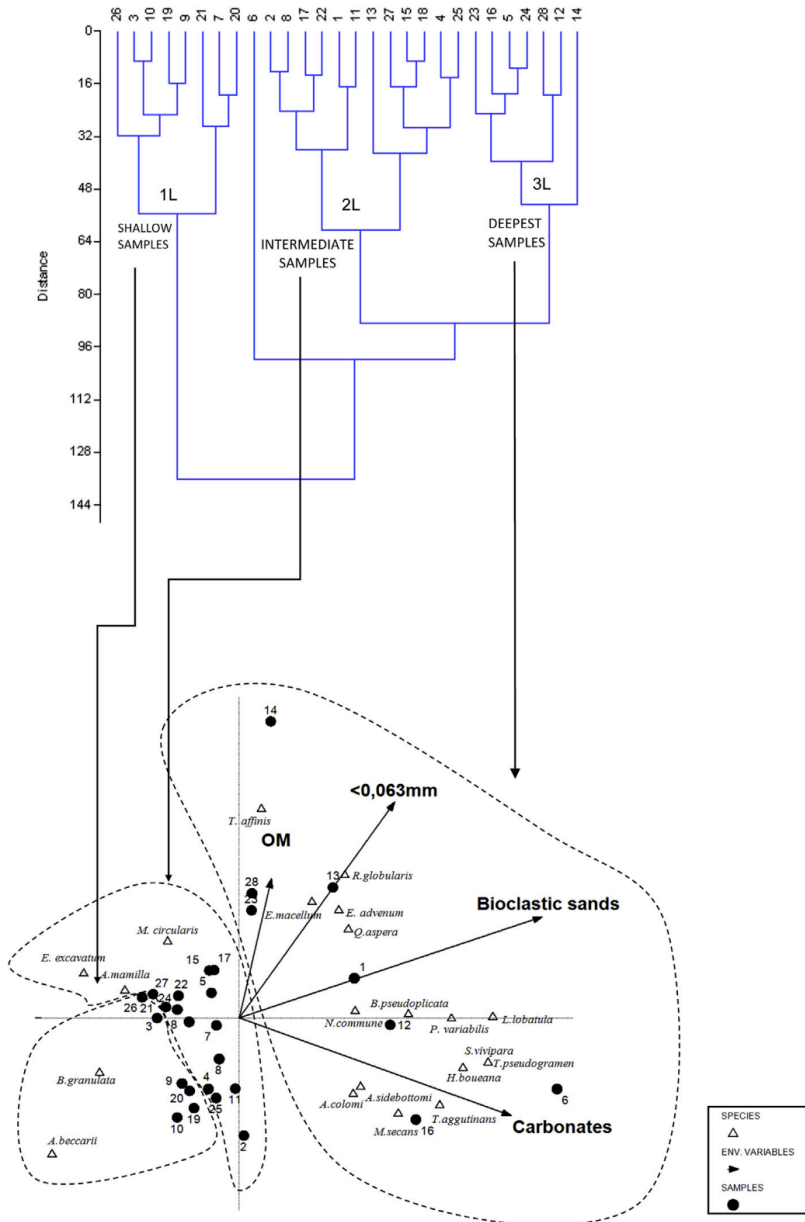


Figura 26.- Biocenosis de la zona de validación del método. Análisis multivariante de la asociación muerta y su correlación entre el análisis Clúster y la distribución de especies de acuerdo a las variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA).

Los resultados del teste del método han permitido relacionar de forma estadística los ambientes y sus variables con las asociaciones dominantes de

foraminíferos bentónicos, lo que constituye un aporte metodológico a la mera autoecología de las especies como base para inferir el paleoambiente. De esta forma, la aplicación de ambos métodos complementarios permitirá inferir el paleoambiente holoceno con más fiabilidad a partir de la estructura de la asociación fósil. Además, el análisis de redundancia (RDA) responde en valores de confianza y a la hora de interpretar los ambientes, validando el método como extrapolable al registro fósil. Aunque la tanatocenosis puede sufrir procesos post mortem el comportamiento más común es el de reflejar la biocenosis del ambiente contemporáneo, como se ha podido constatar en este estudio (López-Belzunce *et al.*, 2014).

3.8. Asociaciones de foraminíferos y paleoambientes

Se pueden diferenciar las asociaciones en función de la profundidad, que es la variable principal de distribución de acuerdo al análisis estadístico realizado en las muestras actuales (López *et al.*, 2014).

En la isobata de -5 m, los foraminíferos tienen tamaños similares y están erosionados, lo cual es característico de un medio energético selectivo. Las asociaciones vivas de foraminíferos están dominadas por la especie *A. beccarii*, muy resistente a los factores energéticos (Cusminsky *et al.*, 2006). En la asociación muerta, además de *A. beccarii* se encontraron *Buccella granulata* (Di Napoli), *R. globularis* y *A. mamilla*. La proporción de caparazones teñidos oscila entre 17% y 28%, según la muestra.

En la isobata de -10 m se observa una mayor proporción de foraminíferos y restos biogénicos. Los caparazones están bien conservados y son heterométricos. Las especies dominantes de la biocenosis son *A. beccarii* y *R. globularis* y el porcentaje de caparazones teñidos varía entre 12% y 20% de los analizados. La tanatocenosis también incluye la especie *B. granulata*, *Adelosina longirostra* (d'Orbigny), *A. mamilla*, *Adelosina bicornis* (Walker y

Jacob). En esta profundidad aumenta la proporción de limos y arcillas, dada la selección del medio, por lo que se observa una disminución de la energía.

Por último, en la isobata de -15 m destaca la abundancia de especies e individuos con sus caparazones bien conservados. El orden Textulariida es mucho más abundante a esta profundidad que en las demás analizadas. La presencia de caparazones teñidos también es más frecuente a esta profundidad (Tabla 3.-). Esto corresponde con un aumento de la fracción limos y arcillas. Las especies dominantes son *R. globularis*, *A. beccarii*, *A. mamilla*, *Textularia agglutinans* (d'Orbigny), *Eggerella scabra*, *Triloculina affinis* y *A. bicornis*.

Por tanto, según la asociación encontrada en el registro fósil podrán realizarse inferencias de la profundidad del medio en caso de ambientes marinos.

Por otro lado, los porcentajes de especies alóctonas y autóctonas del medio marino registrado en los sondeos se calcularon de acuerdo con la autoecología de las especies identificadas y su estado de conservación (López-Belzunce *et al.*, 2014).

En cuanto a la asociación autóctona de ambientes restringidos se tuvieron en cuenta las asociaciones vivas (teñidas) descritas en registros sedimentarios actuales de marjales y lagunas en sectores próximos a la zona de estudio; es el caso de Torreblanca (Guillem, 2007) y Almenara (Sanjuán y Blázquez, 2017). Esta información sirvió de base para diferenciar entre especies alóctonas y autoctónas en las asociaciones restringidas registradas en los sondeos realizados en la Albufera de Valencia.

Las especies identificadas vivas (teñidas) en la Albufera de Torreblanca (Guillem, 2007) fueron: *Miliammina fusca* (Brady), *Haplophragmoides wilberti* Andersen, *T. inflata*, *Entzia macrescens* (Brady), *Arenoparrella mexicana*

(Kornfeld), *Cornuspira involvens* (Reuss), *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *P. eburnea* (d'Orbigny), *Aff. Physalidia* sp., *Disconorbis bulbosus* (Parker), *Rubratella intermedia* Grell, *Laminononion tumidum* (Cushman y Edwards), *D. aguayoi*, *A. tepida*, *Elphidium* sp.

En el marjal de Almenara se pudieron identificar las siguientes especies vivas (teñidas) (Sanjuán y Blázquez, 2017): *A. tepida*, *Paraphysalidia paralica* (Guillem y Usera), *D. aguayoi*, *H. germanica*, *P. eburnea*, *Pseudothurammina limnetis* (Scott y Medioli), *B. pseudoplicata*, *T. inflata* y *E. macrescens*.

Por tanto, las especies comunes en ambos estudios son: *T. inflata*, *E. macrescens*, *P. eburnea* y *D. aguayoi*, interpretando estas como especies asociadas de forma común a los ambientes de marjales de la Comunidad Valenciana.

3.9. Caracterización de ambientes/paleoambientes

El área de estudio es una laguna litoral, aislada de mar abierto, afectada por corrientes litorales generadas por el viento, que desplazan y dispersan escasos aportes fluviales procedentes del Turia. Las definiciones de lagunas costeras se centran más en regímenes energéticos (Figura 27.-); de esta forma, el concepto de laguna implica una extensión protegida, aguas calmadas (Day, 1981), en el ámbito costero y de aguas salobres, dada la interacción de agua dulce y marina.

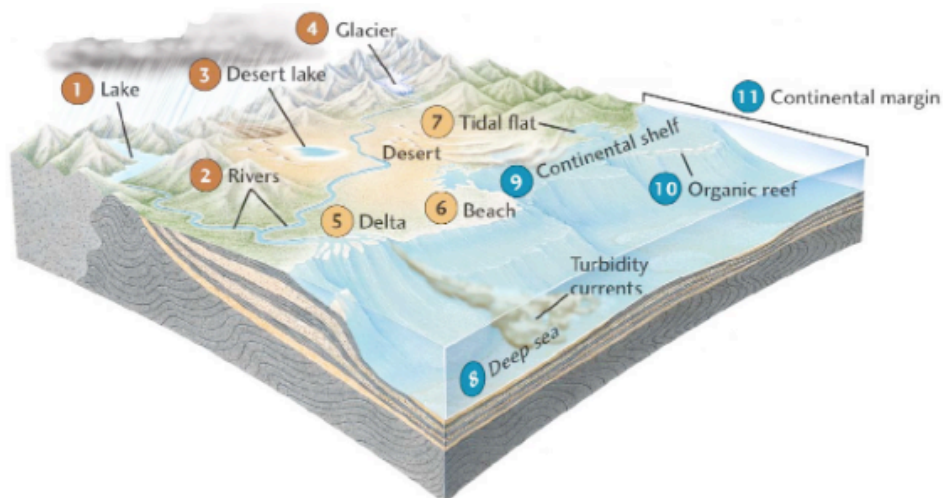


Figura 27.- *Ambientes deposicionales. University of Washington, Earth and Space science department.*

En este trabajo se asume que las lagunas costeras son cuerpos de agua interiores separados del océano por una barrera, conectada al medio marino por una o más entradas o bocanas, de aguas restringidas, que permanece abierta al menos intermitentemente, y con una profundidad que raramente excede unos cuantos metros. Esta laguna puede estar sujeta o no a la mezcla de mareas, y la salinidad puede variar desde una laguna costera dulceacuícola a una laguna hipersalina, dependiendo del balance hidrológico (Kjerfve, 1994).

El tamaño de la entrada debe ser pequeño comparado la longitud de la barrera. Bird (1994) indica un umbral del 20%. Esta barrera puede tener una composición distinta a arenas y puede ser una barrera sin conexión con mar abierto (Harris, 2008). Además, dichas barreras pueden no tener sedimentación y estar formadas por vegetación, corales biogénicos o estructuras geológicas (Nichols y Boon, 1994).

Para la clasificación de paleoambientes de distinta salinidad se utilizó el sistema de Venecia (1958), especialmente para distinguir aguas oligohalinas,

eurihalinas e hipersalinas. No obstante, esta clasificación es más adecuada en ambientes con mareas significantivas. Otras clasificaciones como la Directiva Marco the WFD define '*transitional waters*' as "*bodies of surface water in the vicinity of river mouths which are partially saline in character as a result of their proximity to coastal waters but which are substantially influenced by freshwater flows*" (European Communities, 2000). De acuerdo con McLusky y Elliott (2007), estas '*transitional waters*' se asimilan en gran medida a estuarios, que se asocian con aguas salobres (Tabla 4.-), tanto en costas mareales como micromareales. Por tanto, se incluye en este estudio el término '*transitional waters*', *encompassing non-tidal brackish water lagoons*. En el tipo '*Lentic non tidal lagoon*', se incluyen los ambientes en función de las especies de foraminíferos, las características geomorfológicas y las clasificaciones utilizadas en otros estudios similares de zonas adyacentes.

Venice System		
Salinity (ppt)	Salinity term	Typical Environment
0-0.5	Limnetic	Freshwater
0.5-5	Oligohaline	Near mouth of river or stream
5.0-18	Mesohaline	Upper estuary (influenced by marine environment- more restricted)
18-30	Polyhaline	Middle to lower estuary (influenced by marine environment- more open)
30-40	Euhaline	Marine
> 40	Hypersaline	Shallow bodies of saltwater, subjected to significant evaporation
McLusky and Elliott (2007) Transitional waters		
Type	Characteristics	
Classical estuary	Tidally dominated at the seaward part; salinity notably reduced by freshwater river inputs; riverine dominance inward	
Fjord	Land freshwater seepage or markedly seasonal riverine inputs; limited tidal influence; stratified; long narrow, glacially eroded sea inlet, step sided, sill at mouth	
Lentic non-tidal lagoon	Limited exchange with coastal area through a restricted mouth, separated from sea by sand or shingle banks, bars, coral, etc., shallow area, tidal range ≤ 50 cm	
Lentic microtidal lagoon	As above but with tidal range ≥ 50 cm	
Ria	Drowned river valley, some freshwater inputs; limited exchange	
Fjord	Glacially carved embayment, sea inlet, smaller than fjord; limited freshwater inputs	
River mouth	River outlet as well-defined physiographic coastal feature	
Delta	Low energy, characteristically shaped, sediment dominated, river mouth area, estuary outflow	
Coastal freshwater/brackish water plume	Outflow of estuary or lagoon, notably diluted salinity and hence differing biota than surrounding coast	
Lentic non-tidal lagoon		
Type	Characteristics	
Brackish lagoon with marine connection	Exchange with coastal area, limited by sand barrier	
Brackish lagoon (without marine connection)	Early closing of the lagoon by the sand barrier, permeable barrier	
Brackish marsh	Middle closing, more disconnected from the coastal area and with shallow bodies with significant evaporation (hypersaline)	
Freshwater marsh	Late closing from the coastal area, more influenced from the fluvial inputs (oligohaline)	
Freshwater lagoon	Totally isolated from the open sea, controlled by fluvial inputs (limnetic)	
Swampy environment	High levels of organic matter from vegetal origin	

Tabla 4.- *Diferentes subambientes que se identifican en esta investigación analizándolo con el sistema de Venecia y Aguas transicionales de Mc Lusky y Elliot (2007).*

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este bloque se presentan los resultados de los 5 sondeos realizados al norte de la Albufera de Valencia (SAL1/2, TRE2, TRE3, SAL3 y SAL4), que fueron estudiados desde el punto de vista micropaleontológico (especialmente foraminíferos bentónicos), sedimentológico (granulometría) y químico (contenido en materia orgánica y carbonatos). También, se incluyen los resultados de los análisis estadísticos que revelan la relación entre los paleoambientes, los cuales han sido determinados a partir de las asociaciones de foraminíferos y las variables ambientales estudiadas. De igual modo, se proponen ratios de sedimentación y una evolución paleoambiental de la Albufera de Valencia relacionada con los eventos climáticos del Holoceno, así como una curva relativa del nivel del mar construida a partir de los paleoambientes determinados en el registro sedimentario y sus edades radiométricas.

4.1. Sondeo SAL 1/2

En el sondeo SAL 1/2 se detallan los distintos paleoambientes a través del estudio de las asociaciones de foraminíferos, las variables ambientales y su relación mediante correlaciones estadísticas. Se han analizado la distribución textural, el contenido en carbonatos y el porcentaje en materia orgánica de 57 muestras. Se han estudiado 12.649 foraminíferos bentónicos que se agrupan en 59 especies y en tres órdenes diferentes: Rotaliida, Miliolida y Textulariida.

En este sondeo se han obtenido 10 dataciones, que se detallan en la Tabla 5.- y que posicionan en la escala temporal holocena los distintos paleoambientes identificados en el apartado 4.1.2. Sin embargo, la corrección marina de las muestras SAL/S1 188-190 y SAL/S1 230-232 se descartaron por la correspondencia obtenida de restos vegetales (SAL/S2 188-189) y semillas (SAL/S2 232-238) a profundidades similares. En las cuatro últimas dataciones obtenidas de los caparzones se incorporó la corrección del reservorio local

dado el aumento en la salinidad de las aguas (correspondiente a una mayor influencia marina), el ratio de acumulación sedimentaria y la integridad del vector tiempo-profundidad.

Core	Code/Sample	Laboratory	Depth	Material dated	Conventional age	cal 2 σ	Conv. marine	Cal 2 σ marine	Selected dates (cal. BP)
SAL 1/2	SAL_S2/138-139	Beta-346463	0.54-0.53 m b.s.l	Plant	450 \pm 30 BP	440 \pm 20 AD			510 \pm 20 BP
	SAL_S2/188-189	Beta-346465	1.05-1.03 m b.s.l	Plant	880 \pm 30 BP	130 \pm 90 AD			820 \pm 90 BP
	SAL_S1/188-190	Beta-350362	1.05-1.03 m b.s.l	Shell	890 \pm 30 BP	130 \pm 90 AD	770 \pm 50 BP		821 \pm 90 BP
	SAL_S1/230-232	Beta-350363	1.47-1.45 m b.s.l	Shell	1420 \pm 30 BP	630 \pm 30 AD	1300 \pm 50 BP		1320 \pm 30 BP
	SAL_S2/232-238	Beta-377886	1.53-1.47 m b.s.l	Seeds	1480 \pm 30 BP	590 \pm 50 AD			1360 \pm 50 BP
	SAL_S2/284-285	Beta-346466	2.00-1.99 m b.s.l	Shell	2750 \pm 30 BP	900 \pm 70 BC	2630 \pm 50 BP	350 \pm 120 BC	2300 \pm 120 BP
	SAL_S2/380-390	Beta-346467	3.05-2.95 m b.s.l	Shell	3900 \pm 30 BP	380 \pm 90 BC	3780 \pm 50 BP	1760 \pm 130 BC	3710 \pm 130 BP
	SAL_S1/450-452	Beta-362537	3.67-3.65 m b.s.l	Shell	4400 \pm 30 BP	190 \pm 170 BC	4280 \pm 50 BP	2430 \pm 130 BC	4380 \pm 130 BP
	SAL_S2/465-470	Beta-346464	3.85-3.8 m b.s.l	Shell	4550 \pm 30 BP	340 \pm 20 BC	4430 \pm 50 BP	2655 \pm 175 BC	4605 \pm 175 BP
	SAL_S2/540-545	Beta-346468	4.6-4.55 m b.s.l	Organic sediment	7380 \pm 40 BP	290 \pm 80 BC			8240 \pm 80 BP
TRE2	TRE_2/112	Beta-77189	0.45-0.5 m b.s.l	Peat			95 \pm 30 BP		144 \pm 159 BP
	TRE_2/170	Beta-77191	1.05-1.1 m b.s.l	Shell			845 \pm 30 BP		791 \pm 104 BP
	TRE_2/220	Beta-77241	1.55-1.6 m b.s.l	Shell			1600 \pm 30 BP		1073 \pm 240 BP
	TRE_2/270-280		2.15-2.20 m b.s.l	Organic sediment		846 \pm 50 BC		309 \pm 182 BC	2797 \pm 50 BP
	TRE_2/280-190		2.25-2.3 m b.s.l	Shell		1222 \pm 95 BC		697 \pm 185 BC	2648 \pm 185 BP
TRE3	TRE_2/310-320		2.55-2.6 m b.s.l	Shell		1482 \pm 55 BC		990 \pm 182 BC	2941 \pm 268 BP
	TRE_3/158	Beta-77342	0.85-0.9 m b.s.l	Peat			1295 \pm 30 BP		1232 \pm 74 BP
	TRE_3/230-240		1.65-1.7 m b.s.l	Shell		450 \pm 69 BC		173 \pm 72 AD	2401 \pm 69 BP
SAL3	SAL_3/235	Beta-463457	2.4-2.5 m b.s.l	Shell	1670 \pm 30 BP	374 \pm 54 AD			1575 \pm 32 BP
	SAL_3/379	Beta-463459	3.7-3.8 m b.s.l	Shell			2310 \pm 30 BP	93 \pm 27 BC	1922 \pm 92 BP
	SAL_3/597	Beta-463458	6-6.1 m b.s.l	Shell			4510 \pm 30 BP	2757 \pm 106 BC	4706 \pm 106 BP
	SAL_3/M76	Beta-463456	9.7-9.6 m b.s.l	Shell			7410 \pm 30 BP	5921 \pm 75 BC	7870 \pm 75 BP
	SAL_3/M97	Beta-463455	11.5-11.6 m b.s.l	Shell			7950 \pm 30 BP	6469 \pm 77 BC	8418 \pm 77 BP
SAL4	SAL_4/M11	Beta-463454	2.1-2.2 m b.s.l	Plant	1440 \pm 30 BP	610 \pm 44 AD			1340 \pm 44 BP
	SAL_4/280	Beta-463453	2.9-2.8 m b.s.l	Shell			1560 \pm 30 BP	823 \pm 93 AD	1127 \pm 93 BP
	SAL_4/320	Beta-463452	3.2-3.3 m b.s.l	Shell			2540 \pm 30 BP	263 \pm 90 BC	2212 \pm 90 BP

Tabla 5.- *Tabla con las fechas calibradas mediante C^{14} de los sondeos SAL 1/2, TRE2, TRE3, SAL3 y SAL4.*

En cuanto a los ratios de sedimentación, como se puede observar en la base del sondeo (Figura 28.-) se registran los ratios más bajos de todo el testigo, hasta el 4.605 \pm 175 cal yr BP. A continuación se produce un ascenso de la acreción a valores \sim 1,04 mm y^{-1} hasta el 3.710 \pm 130 cal yr BP. A partir del 1.360

± 50 cal yr BP se incrementan hasta valores máximos en el techo (2,41 mm y⁻¹). La velocidad media de acreción a lo largo de todo el sondeo es 1,61 mm yr⁻¹.

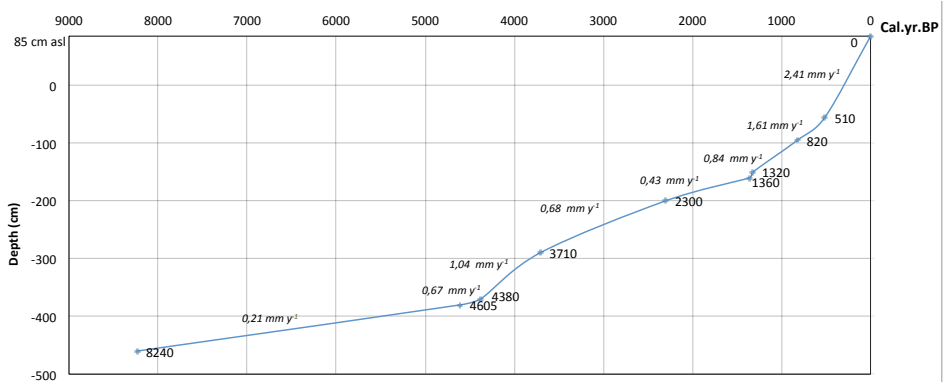


Figura 28.- Dataciones de C¹⁴ y ratios de acreción de los testigos SAL 1/2.

4.1.1. Micropaleontología y variables ambientales SAL 1/2

En la asociación de foraminíferos cinco especies representan el 97% de la asociación, que son *A. tepida* (73,10%), *H. germanica* (15,35%), *C. excavatum* (4,12%), *P. eburnea* (2,56%) y *A. beccarii* (1,88%). El orden más abundante es el Rotaliida con 94,09%, seguido de Miliolida con 5,76%. A continuación, se detalla el contenido micropaleontológico y sedimentológico de las muestras del sondeo divididas en dos unidades: la Unidad A y la unidad B (Figura 29.- Tabla 6.- Figura 30.- Tabla 7.-).

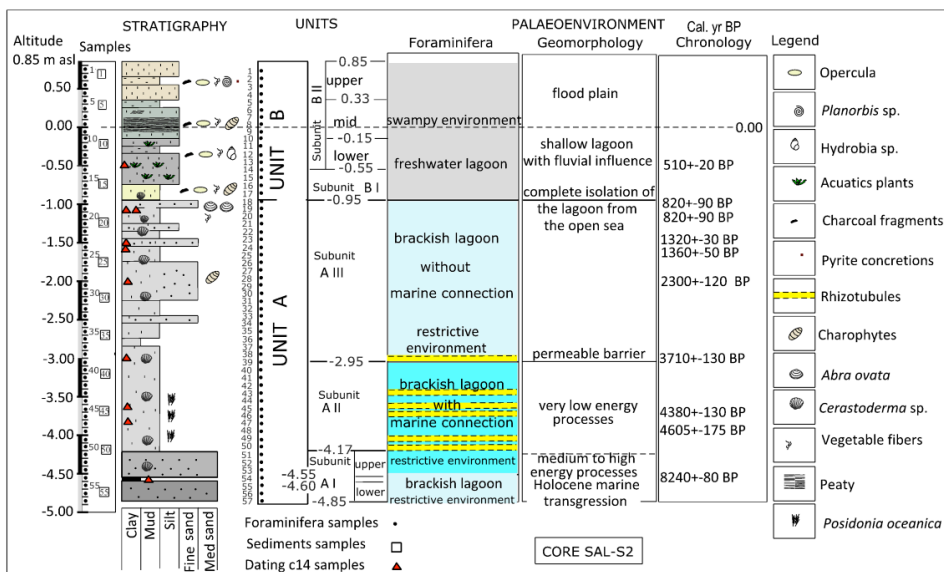


Figura 29.- Unidades litoestratigráficas, interpretación de foraminíferos, procesos geomorfológicos, cronología y sucesión de fases paleoambientales a lo largo del registro SAL 1/2 de la laguna (Carmona et al., 2016).

Unidad A. La unidad A tiene un espesor de 3,9 metros (4,85 m hasta 0,95 m bajo el nivel del mar (b.n.m). (Muestras 57-18). Siguiendo criterios micropaleontológicos y sedimentarios, a su vez, en esta unidad pueden distinguirse varias subunidades:

La subunidad A I corresponde al sector basal (4,85–4,17 m b.n.m) en la cual se pueden diferenciar dos niveles (inferior y superior), separados por una capa de turba.

Nivel inferior A I. En la base del sondeo, desde 4,85 hasta 4,55 m b.n.m (muestras 57-54). Destaca la presencia de especies salobres: *A. tepida*, con una abundancia relativa de 82,7 %, *H. germanica*, con un 8% y *C. excavatum*, con un 2,9%, estas especies destacan especialmente en la base del sondeo (muestra 57), junto con el ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones). En el límite superior de la unidad, se recogieron algunos caparzones erosionados y

especies de origen marino como *Triloculina trigonula* (Lamarck), con un 1,2% de la abundancia relativa de la subunidad y *Q. seminula* con un 0,9%.

En cuanto a los resultados de los índices de diversidad, en la base del sondeo se indican un ambiente con baja diversidad (Tabla 6.-). Se recogen una media de 10 especies diferentes por muestra y los valores del alfa de Fisher son altos para un ambiente lagunar. En cuanto a la dominancia, todas las muestras presentan valores altos, cercanos a 1, indicando la dominancia de especies como las mencionadas previamente. Consecuentemente, los valores de equidad son bajos ya que dominan unas pocas especies. En esta unidad se observa unos valores inferiores de densidad en comparación con el resto de unidades, siendo las más bajas del sondeo.

MEDIUM VALUES	Subunit A I		Subunit A II	Subunit A III	Subunit B I	
	Lower level A I	Upper level A I				
Taxa_S	10,25	9	9,77	5,8	0,12	
Individuals	315,25	320	315,54	315,35	1,12	
Dominance_D	0,69	0,68	0,57	0,61	0,12	
Shannon_H	0,73	0,75	0,94	0,76	0	
Equitability_J	0,32	0,34	0,42	0,46	0	
Fisher_alpha	2,04	1,72	1,94	1,02	0,04	
Density ind/gr	1350	4183	2818	1237	1367	
Relative abundances %						TOTAL
Miliolida						
<i>Adelosina bicornis</i>	-	1,18	0,76	0,02	-	0,33
<i>Adelosina longirostra</i>	0,07	0,53	0,26	0,03	-	0,15
<i>Miliolinella circularis</i>	-	0,08	0,25	1	-	0,59
<i>Miliolinella subrotunda</i>	0,07	0,62	2,12	2,54	-	0,84
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	0,56	1,91	1,76	0,19	-	1,97
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	0,72	0,32	1,27	0,04	-	0,47
<i>Quinqueloculina seminula</i>	0,92	-	0,74	0,11	-	0,36
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	0,08	0,45	0,38	-	-	0,16
<i>Triloculina oblonga</i>	0,89	0,23	0,03	0,2	-	0,22
<i>Triloculina trigonula</i>	1,22	0,46	0,45	0,14	-	0,36
Rotallida						
<i>Ammonia beccarii</i>	0,33	0,49	3,17	0,86	-	1,44
<i>Ammonia tepida</i>	82,73	82,74	70,99	74,97	11,76	75,34
<i>Cribolephidium excavatum</i>	2,92	1,82	3,41	4,48	-	3,81
<i>Haynesina germanica</i>	8	8,92	13,48	14,89	-	13,24
Textulariida						
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	-	-	-	0,28	-	0,14

Tabla 6.- Índices de diversidad y especies dominantes del sondeo SAL 1/2.

El estrato tiene 30 cm de espesor y de color gris oscuro a muy oscuro (2.5Y 4/1), con textura mezclada entre limo, arcilla y arena (Figura 29.-); el porcentaje de arena entre 27% y 37% (Figura 30.-). La fracción de arena está formada por granos heterométricos de calcita y cuarzo, de textura media a fina, de diferentes colores y fragmentos de conchas de *Cerastoderma* sp. y gasterópodos (*Hydrobia* sp.) que aumentan hacia la capa superior (muestras 54 y 55). Los valores medios de carbonatos están entre el 40-60% y la materia orgánica en torno a 2% de valor máximo (Figura 30.-).

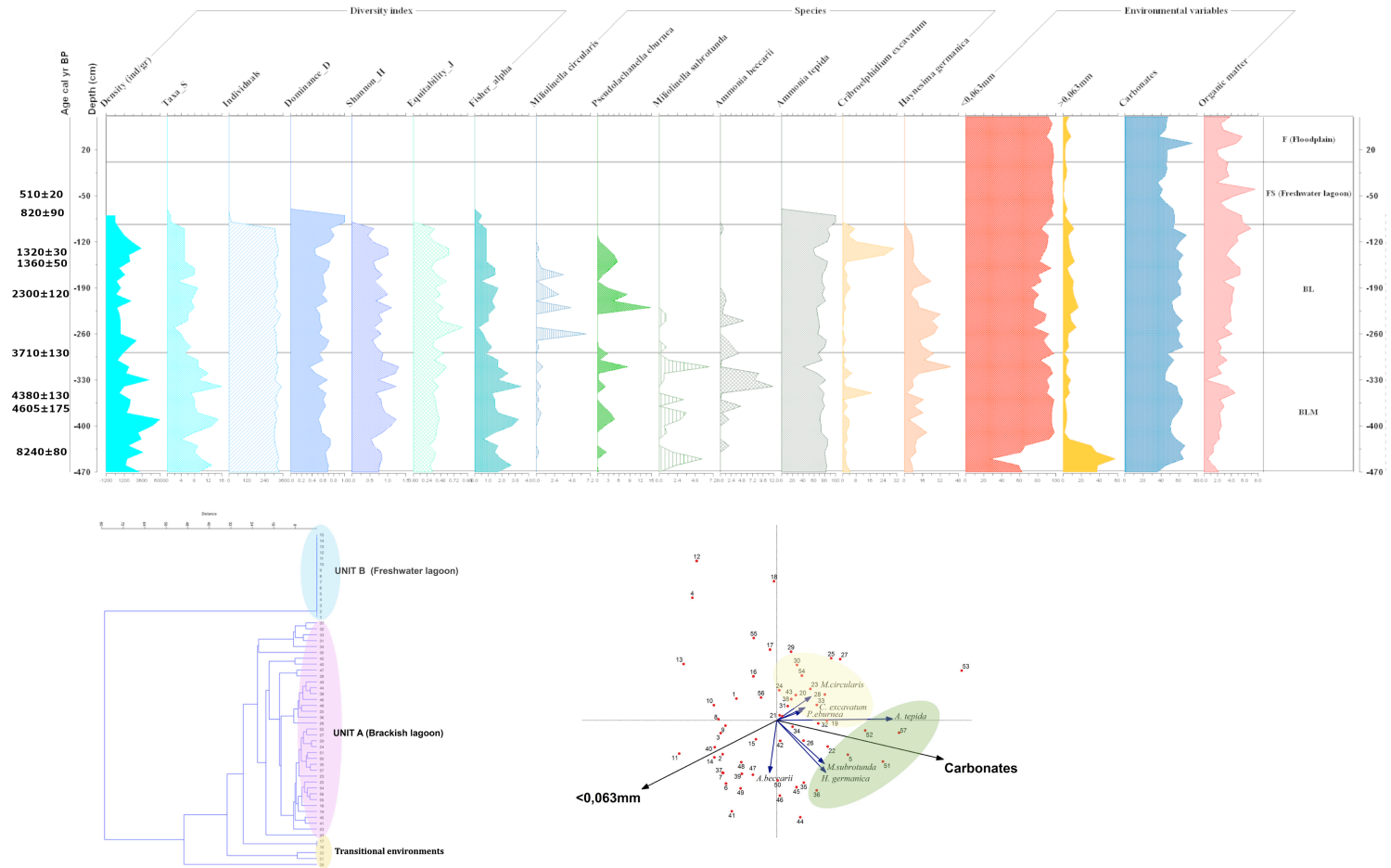


Figura 30.- Arriba: Diagrama de composición incluyendo las variables clave. Abajo: Análisis multivariante basado en los foraminíferos bentónicos: correlación mediante el análisis clúster tipo Q de la distribución de las especies y variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA) del sondeo SAL 1/2

Nivel superior A I. Desde la cota 4,55 hasta 4,17 m b.n.m, (muestras 53-51). La asociación va evolucionando hacia una mezcla de organismos salobres como *A. tepida* (82,7%), *H. germanica* (8,9%), *P. eburnea* (1,9%), *C. excavatum* (1,8%), con otros menos frecuentes, pero de salinidad marina normal, formada por: *A. bicornis* (1,18%), *A. longirostra* (0,5%).

En esta asociación los valores de diversidad son muy similares a los del nivel subyacente, aunque desde el punto de vista taxonómico, los caparzones de origen marino están peor conservados en comparación con los de origen salobre. El porcentaje de taxones alóctonos (marinos) aumenta desde 4,8% hasta 7,2%. En esta subunidad las densidades de individuos /gramo son las más elevadas de todo el sondeo (Tabla 6.-).

Hacia la capa superior y en contacto con la turba, hay un nivel de 38 cm de grosor anegado de arcilla arenosa, de color gris (5Y 5/1) (Figura 29.-). La fracción arena (31-57% del total de la muestra) presenta un aumento considerable de la proporción de bioclastos con abundantes fragmentos de *Cerastoderma* sp., ligeramente redondeados, así como la presencia de rizotúbulos. Las arenas son predominantemente cuarzo, de fracción media a fina. La proporción de carbonatos fluctúa del 40 al 60% y los valores medios de materia orgánica oscilan entre 0 y 2%. (Figura 30.-).

Subunidad A II. Desde 4,17 hasta 2,95 m b.n.m (muestras 50 – 40). Aparece en algunos casos (muestra 49), salobre *Cyprideis torosa* (Jones). El episodio de saturación de la muestra 43 registra una abundancia de fragmentos de conchas como *Cerastoderma glaucum* (Poiret) y otros bivalvos, así como gasterópodos de origen marino y salobre *Hydrobia* sp., aunque la asociación de foraminíferos es similar a los episodios de saturación previos, especialmente en la muestra 49 y 50. En esta subunidad se registran abundantes conchas de *Cerastoderma* sp. de varios centímetros de diámetro,

en algunos casos con valvas articuladas. Se observa una asociación mixta formada por especies marinas como *A. beccarii*, con un 5% de media de abundancia relativa, *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny), con un 2%, *Miliolinella subrotunda* (Montagu), con un 1,3%, y por las especies salobres mencionadas en la unidad anterior. Desde el punto de vista tafonómico, se detecta un empeoramiento de la conservación en los caparazones de origen marino.

Los valores de los índices de diversidad de Shannon son altos en comparación con los analizados en la base. Los valores de equidad son más altos. El porcentaje de taxones alóctonos (marinos) es 8,3%, aunque este dato tiene que considerarse con precaución (como en los niveles inferiores) dado que en los ambientes abiertos no se puede diferenciar realmente qué especies se han adaptado y cuáles proceden de mar abierto. Las densidades continúan siendo elevadas de alrededor de 2.800 ind/gr (Tabla 6.-).

Esta subunidad se caracteriza por el cambio de textura hacia sedimentos más arcillosos, de color gris claro (2.5Y 7/1), donde destaca un alto contenido de arcilla (alrededor del 74%) y un aumento de la materia orgánica (4%) (Figura 30.-).

Entre 3,45 y 4,05 m b.n.m., el sedimento registra restos de *Posidonia oceanica* (de pequeño tamaño). La fracción arena se reduce significativamente (4%) y está compuesta por abundantes fragmentos de conchas, poco cuarzo y arenas de calcita (muy fina). En las muestras 43, 45, 46, 49 y 50 se observan procesos de precipitación masiva de carbonatos, los cuales en la mayoría son rizotúbulos. Estos sedimentos, junto con las evidencias micropaleontológicas, se interpretan como episodios de saturación del ambiente mostrando un patrón recurrente. En los dos episodios de la base (muestras 45, 46, 49 y 50), esta precipitación de carbonatos masivo se da en un ambiente restringido.

Subunidad A III. De 2,95 a 0,95 m b.n.m, (muestras 39 – 21, los residuos biogénicos son especialmente abundantes, incluidos los caparazones de foraminíferos. En la parte superior de la subunidad (0,95 m b.n.m.), hay una capa con una alta concentración del bivalvo *Abra ovata* (Philippi), con diámetro de varios milímetros y fragmentos de *Cerastoderma* sp. Tras la muestra 39, el contenido micropaleontológico indica una asociación de foraminíferos característica de aguas salobres: *A. tepida* (74,9%), *H. germanica* (14,8%), *C. excavatum* (4,48%) acompañado de fragmentos de concha abundantes, que forman una amalgama de bivalvos salobres y gasterópodos, así como los ostrácodos (*C. torosa*). El porcentaje de especies alóctonas (marinas) es próximo a al 3%. Desde el punto de vista tafonómico, los caparazones de foraminíferos están muy bien preservados. En cuanto a los índices de diversidad, el número medio de especies que aparecen en la unidad es próximo a 5, menor a los niveles inferiores, consecuentemente, los valores de diversidad descienden (Tabla 6.-).

El sedimento es de color gris claro (2.5Y 7/1) y también contiene abundantes conchas de *Cerastoderma* sp. (1–3 cm de diámetro). La textura es ligeramente diferente, variando entre arcilla y limo arenoso, debido al ligero y variable aumento de arena a lo largo del registro, especialmente entre 2,25 y 1,75 m b.n.m (Figura 29.-). La fracción de arena está compuesta casi en su totalidad por fragmentos de *Cerastoderma* sp., con una ligera proporción de arena de cuarzo muy fina. En esta subunidad, encontramos abundantes oogonios de caráceas (*L. papulosum*). Los porcentajes medios de materia orgánica presentan valores más elevados (4 a 6%) y la proporción de carbonatos se mantiene constante (Figura 30.-).

Unidad B. La unidad B tiene un espesor de 1,8 m (0,95 m b.n.m.-0,85 m sobre el nivel del mar (s.n.m.). (Muestras 17-1). Atendiendo a criterios

sedimentológicos y micropaleontológicos se pueden distinguir varias subunidades.

Subunidad B I. Entre las cotas 0,95 y 0,85 m b.n.m, desaparece la fauna de bivalvos salobre (*Cerastoderma* sp.). En esta unidad no se encontraron prácticamente foraminíferos y los restos biogénicos son los mismos a lo largo de toda la unidad (fragmentos de ostrácodos de agua dulce y carofitas, opérculos y gasterópodos como *Hydrobia* sp.). Se registra la especie de foraminífero *A. tepida*, así como los ostrácodos salobres (*C. torosa*) y de agua dulce (*I. gibba*). La fauna en general disminuye notablemente en abundancia en comparación con el nivel subyacente (Tabla 6.-). Desde el punto de vista tafonómico, las conchas muestran un peor estado de conservación en comparación con los niveles anteriores. Esta asociación se interpreta como reelaborada, por tanto, procedente de depósitos anteriores.

En esta unidad el color cambia a tonos marrón oliva (2.5Y 4/3) (Figura 29.-). Desde el punto de vista textural, está caracterizado por aumento significativo del porcentaje de limos comparado con los niveles anteriores (33%) y con muy bajo contenido en la fracción arena (sobre 3,4%). Según la clasificación de texturas, la mayoría de las muestras se clasifican como limo y algunas como arcilla.

Las muestras 9 y 10 presentan precipitaciones masivas de carbonatos y se puede observar la precipitación de sulfuros de hierro entre la muestra 13 y 9. La mayor cantidad de carbón vegetal identificada en el sondeo se describió en las muestras 4 y 5 (6%) (Figura 30.-).

Subunidad B II. A su vez, desde el punto de vista textural y sedimentológico, son distinguibles dos subunidades:

Unidad B II nivel inferior. Entre 0,55 y 0,15 m b.n.m. Desde el punto de vista micropaleontológico no se encontraron caparazones de foraminíferos, con la excepción de la muestra 13, donde se detectaron algunos individuos del suborden *Trochammina*, además de ostrácodos de agua dulce y carofitas. En la muestra 12, la proporción de carbón y las condiciones de ambiente turboso aumentan. Es frecuente la precipitación de carbonatos, especialmente en la capa superior.

Este nivel se caracteriza por un color gris (5Y 5/1) (Figura 29.-). La arena es muy fina, de morfología subangular a rodeada y básicamente calcárea. Entre 0,55 y 0,53 y entre 0,49 y 0,46 m b.n.m. encontramos macrorrestos de plantas acuáticas y algo de turba. Hacia 0,45 m b.n.m se aprecian concreciones de pirita.

Subunidad B II nivel medio. Finalmente, hacia la parte superior de la subunidad (entre 0,15 m b.n.m. y 0,33 m s.n.m.) aparecen gasterópodos de agua dulce de 0,5 cm de diámetro (*Bytynia tentaculata* (Linne)), con abundantes restos vegetales de color marrón y gironitas *Characeae*.

En la parte más superior del sondeo (desde 0,15 m b.n.m a 0,33 m s.n.m) no se encontraron caparazones de foraminíferos. Esta capa contiene opérculos, gironitos de *Characeae* y fragmentos de conchas de tamaño de milímetros de gasterópodos de agua dulce.

Esta capa contiene carbón en abundancia, arenas muy finas de cuarzo y de origen calcáreo y se observan niveles de materia orgánica (Figura 30.-).

Subunidad B II nivel superior, desde 0,33 hasta 0,85 m s.n.m se observan gasterópodos *Planorbis* sp. (tamaño milimétrico), opérculos, restos de vegetales abundante y carbón vegetal. En este nivel, la textura es fina pasando de limos a arcilla y de color marrón pálido (10 YR 6/3). Hacia la base

de este nivel, se observan procesos redox y acumulaciones de materia orgánica. A 0,31 m s.n.m, se registra una capa de turba.

Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.

El análisis clúster permite identificar las dos unidades paleoambientales interpretadas como unidad A y unidad B. La unidad A agrupa las muestras de ambiente lagunares salobres y la unidad B agrupa las muestras del paleoambiente de laguna oligohalina (Carmona *et al.*, 2016). Las muestras más dispares corresponden a momentos identificados de desecación, con presencia de rizotúbulos y ambientes más anóxicos y, por tanto, se han identificado como episodios puntuales dentro de los ambientes.

Para el análisis estadístico de RDA se han incluido las siguientes variables ambientales: contenido en arenas, contenido en limos y arcillas, contenido en materia orgánica y contenido en carbonatos; todos ellas se relacionan con la asociación de foraminíferos bentónicos registrada.

En el análisis de redundancia (RDA), al igual que en el análisis de los actuales, la respuesta de la distribución de especies es lineal o unimodal y se relacionaron las especies con los parámetros ambientales: profundidad, tamaño de grano, contenido en materia orgánica y contenido en carbonato cálcico (Tabla 7.-). También se llevó a cabo un análisis clúster y se relacionó con el RDA obtenido (Figura 30.-).

RDA						
<i>Tremolar 2</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.281	0.136	0.064	0.160		
Species-environment correlations	0.873	0.759	0.643	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	28.1	41.7	48.1	64.1		
of species-environment relation	58.4	86.7	100.0	0.0		
Correlation						
>0.063 mm	0.8263	0.1368	0.1730	0.0000	10.569	<0.0010
Organic matter	-0.5217	0.5332	-0.2488	0.0000	6.266	<0.0010
<0.063 mm	-0.6403	-0.0189	0.4373	0.0000	4.788	<0.0030
<i>Tremolar 3</i>						
Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value	
Eigenvalues	0.283	0.063	0.295	0.195		
Species-environment correlations	0.748	0.505	0.000	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	28.3	34.6	64.1	83.6		
of species-environment relation	81.9	100.0	0.0	0.0		
Correlation						
<0.063mm	-0.3708	0.4389	0.0000	0.0000	6.778	<0.0010
Carbonates	-0.5217	-0.2347	0.0000	0.0000	3.534	<0.0140
<i>Sall/2</i>						
Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value	
Eigenvalues	0.324	0.005	0.000	0.591		
Species-environment correlations	0.595	0.320	0.180	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	32.4	32.9	32.9	92.0		
of species-environment relation	98.3	99.9	100.0	0.0		
Correlation						
Carbonates	0.5096	-0.0639	0.0000	0.0000	17.150	<0.0010
<0.063mm	-0.4127	-0.1127	0.0000	0.0000	6.938	<0.0090

Tabla 7.- Valores estadísticos de los análisis realizados con las asociaciones de foraminíferos bentónicos de los sondeos SAL 1/2, TRE 2 y TRE 3 y su correlación con las variables ambientales analizadas.

El análisis RDA determina que la variable que domina la distribución de los foraminíferos es el contenido en carbonato cálcico, que explica un 98% de la distribución de la asociación dominante. La segunda variable que determina la distribución de foraminíferos es la granulometría. Las especies *C. excavatum* se asocian a la presencia de carbonato cálcico mientras que la

especie *A. beccarii* es más frecuente en muestras con bajo contenido en materia orgánica.

En este RDA se observa que las especies *Miliolinella circularis* (Bornemann), *P. eburnea* y *C. excavatum* se asocian a sustratos con presencia de la fracción tamaño arenas y por otro lado, *A. tepida*, *M. subrotunda*, *H. germanica* se desarrollan mejor en sustratos con contenido alto de carbonato cálcico.

Comparando los datos obtenidos en el apartado 3.7 en lo que respecta a las variables que influyen en la distribución, cabría destacar que ante la falta de la variable profundidad, es el tipo de sustrato la variable más determinante, sin embargo, el contenido de carbonatos continua destacando como variable clave en su distribución.

4.1.2. Interpretación paleoambiental SAL 1/2

Desde el punto de vista paleoambiental, las características sedimentológicas, micropaleontológicas y estadísticas permiten distinguir dos unidades y 5 subunidades en el sondeo SAL1/2 (Tabla 8.-).

SAL1/2				
Paleoenvironmental unit		Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils
UNIT B Samples 17-1. (0.95 m b.s.1 to 0.85 m a.s.1)	SUBUNIT B I, SUBUNIT B II Samples 17-1. (0.95 m b.s.1 to 0.85 m a.s.1)	No foraminifer tests were reported, with the exception of sample 13, where some tests of the suborder Trochamminina were detected. Freshwater ostracods and charophytes were also observed	-	Gyronites of characeae and abundant shell fragments of millimetre-sized freshwater lagoon gastropods. Plant fibre debris and charcoal.
UNIT A Samples 17-1. (4.85 m b.s.1 to 0.95 m b.s.1)	SUBUNIT A III Samples 39-18.. (2.95 to 0.95 m b.s.1)	The assemblage of foraminifera found is from restricted and brackish waters, accompanied by abundant shell fragments formed by an amalgam of brackish bivalves and gastropods, as well as ostracods (<i>C. torosa</i>). Low diversity values.	<i>Ammonia tepida</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Miliolinella subrotunda</i>	Bivalve <i>Abra ovata</i> (Philippi) (several millimetre diameter) and <i>Cerastoderma</i> sp. shell fragments. Abundant gyronites of Characeae (<i>L. Papulosum</i>). The sand fraction is composed almost entirely of <i>Cerastoderma</i> sp. Fragments. Abundant carbonate precipitate, reaching maximum saturation (rhizotubules) in sample 39.
	SUBUNIT A II Samples 50-40. (4.17 to 2.95 m b.s.1)	Mixed assemblage of marine species and brackish species from Subunit AI, indicating a restricted environment connected with the open sea.	<i>Ammonia tepida</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Ammonia beccarii</i> <i>Pseudotriloculina rotunda</i> <i>Miliolinella subrotunda</i>	Massive calcium carbonate precipitation processes are observed, which in the majority of cases are rhizotubules. Fibres (millimetre size) of <i>Posidonia oceanica</i> . Many valves of the ostracod <i>C. torosa</i> (ostracodites).
	SUBUNIT A I Samples 57 - 51. (4.85-4.17 m bs.s.1)	The microfossils study indicated the presence of species of foraminifera of brackish and restricted waters, some eroded tests of marine species were recorded. Increase the dominance of species from more open environments at the top of this unit.	<i>Ammonia tepida</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Criboelphidium excavatum</i>	Shell fragments of <i>Cerastoderma</i> sp. and gastropods (<i>Hydrobia</i> sp.) as well as the ostracod <i>Cyprideis torosa</i> (Jones).

Tabla 8.- *Paleoambientes del sondeo SAL1/2.*

Dentro de la Unidad A, las características sedimentológicas y micropaleontológicas estudiadas permite diferenciar tres subambientes: A I, A II y A III (Figura 29.-).

Se identifican aguas salobres restringidas (Subunidad A I en el *Nivel inferior A I*) mediante la asociación de foraminíferos y los índices de diversidad. La presencia del ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones) corrobora el ambiente. Esta subunidad muestra una capa rica en materia orgánica en la zona superior (4,60–4,55 m b.n.m) datada alrededor del 8.240 ± 80 cal. yr BP. El nivel inferior A I puede ser interpretado como una laguna salobre de energía moderada en un ambiente restringido.

A continuación, la asociación dominante indica un ambiente salobre restringido (*Nivel superior A I*), con presencia hacia el techo de especies de salinidad marina normal. Aunque son poco dominantes, este nivel constituye el afianzamiento de la asociación registrada en el nivel anterior y comienzo hacia techo de cambio de condiciones energéticas. La mala conservación de los caparazones de origen marino podría indicar el posible transporte de estos caparazones desde mar abierto, lo que es corroborado por los datos sedimentológicos, los cuales desprenden procesos de energía media-alta. El aumento de los porcentajes de taxones alóctonos puede indicar una mayor entrada de caparazones marinos.

Los sedimentos de la Subunidad A II, junto con las evidencias micropaleontológicas, se interpretan como episodios de saturación del ambiente, que muestran un patrón recurrente. En los dos episodios de la base (muestras 45, 46, 49 y 50), esta precipitación de carbonatos masivo se da en un ambiente restringido, dada la predominancia de foraminíferos de aguas salobres.

El episodio de saturación de la muestra 43 registra una abundancia de fragmentos de conchas como *Cerastoderma glaucum* (Poiret) y otros bivalvos, así como gasterópodos de origen marino y salobre (*Hydrobia* sp.). La asociación de foraminíferos es similar a los episodios de saturación previos, especialmente en la muestra 49 y 50. El resto de la Subunidad A II presenta una asociación mixta de especies marinas, y las especies salobres mencionadas, indicando un ambiente restringido pero conectado con el mar abierto. La abundancia de valvas de ostrácodos muestra la estabilidad de cuerpos de agua. Desde el punto de vista tafonómico, la erosión de los caparazones se interpreta como un posible arrastre de mar abierto. El porcentaje de alóctonos es mayor respecto a los niveles previos, aunque este dato tiene que considerarse con precaución dado que en los ambientes abiertos no se puede diferenciar realmente qué especies se han adaptado y qué especies proceden de mar abierto. En cualquier caso, las señales de erosión de los caparazones marinos podrían indicar que se trata de conchas arrastradas (alóctonas), por tanto, una mayor influencia del medio marino.

No se observan diferencias paleoambientales entre el techo de la Subunidad A I y la subunidad A II. En ambos casos, la laguna está conectada con el mar abierto, pero prevalecen condiciones de ambientes restringidos. Sin embargo, se observa un cambio drástico a nivel textural en la Subunidad A II a texturas con alto contenido de arcilla, lo que indica una laguna de muy poca energía con predominio de procesos de decantación (floculación) en aguas muy tranquilas.

Las dataciones analizadas en la Subunidad A II dan unas edades calibradas de 4.605 ± 175 cal yr BP (3,8–3,85 m b.n.m.), 4.380 ± 130 cal yr BP (3,65–3,67 m b.n.m) y 3.710 ± 130 cal. yr BP (la capa superior de la unidad: 2,95–3,05 m b.n.m.).

La abundancia de residuos biogénicos en la Subunidad A III es especialmente notable. La frecuencia en precipitados de carbonatos indica el alcance de saturación máxima (rizotúbulos) en la muestra 39. Tras dicha muestra, el contenido micropaleontológico de la Subunidad A III indica la desconexión del ambiente marino como se refleja a partir de la asociación de aguas salobres de foraminíferos: *A. tepida* (74,9%), *H. germanica* (14,8%), *C. excavatum* (4,48%). Los bajos valores de diversidad son una respuesta al aislamiento de la laguna salobre. Por tanto, los datos aportados desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico permiten interpretar el ambiente como una laguna salobre de baja energía, aunque ligeramente más energética respecto al estrato subyacente.

Se realizaron 5 dataciones de C^{14} con el siguiente resultado: 2300 ± 120 cal yr BP (1,99–2 m b.n.m) 1.360 ± 50 cal yr BP (1,47–1,54 m b.n.m.); 1.320 ± 30 cal yr BP (1,45–1,47 m b.n.m.); 820 ± 90 cal yr BP (dos dataciones en muestras de conchas y restos vegetales) (1,03–1,05 m b.n.m.).

La **Unidad B** corresponde a la capa superior, y es un contacto abrupto con el nivel previo (Subunidad A III). Desde el punto de vista micropaleontológico, se interpreta como un ambiente de llano de inundación, de agua dulce, anóxico y en facies pantanosas. Los dos subambientes, B I y B II se diferencian a partir de los resultados sedimentológicos. En el subambiente B II se puede observar un cambio gradual entre los niveles B II inferior, BII medio y B II superior. Se puede concluir que en la Unidad B la brusca declinación de la abundancia de foraminíferos y la presencia de gasterópodos de agua dulce determina el cambio a un ambiente pantanoso o a laguna somera de agua dulce. Este cambio se produce de forma gradual en la Subunidad B I (entre 0,95 y 0,55 m b.n.m) donde aún se puede apreciar la presencia de arena de cuarzo y fragmentos milimétricos de conchas de

Cerastoderma sp. A 0,54-0,53 m b.n.m., se obtuvo una datación con una edad 510 ± 20 cal yr BP. En los niveles superiores, el aumento de la proporción de limos, la presencia de macrorrestos de vegetación acuática (sin descomponer), la aparición de gasterópodos de agua dulce, el aumento del contenido en materia orgánica y de restos de carbón y la presencia de concreciones de pirita, indican un ambiente pantanoso, anóxico y de agua dulce que, desde el punto de vista geomorfológico, se interpreta como una llanura de inundación.

4.2. Sondeo Tremolar 2

Se han determinado distintos paleoambientes en función de las variables sedimentarias, de las asociaciones principales de foraminíferos y de su relación a través de correlaciones estadísticas. Se ha analizado la distribución textural, el contenido en carbonatos y el porcentaje en materia orgánica en 32 muestras. Se han recogido 9.119 foraminíferos bentónicos que se agrupan en 45 especies y en cuatro órdenes diferentes: Lituolida, Miliolida, Rotaliida, y Textulariida.

Se han obtenido 6 dataciones de C^{14} (Tabla 5.-) que posicionan en la escala cronológica holocena los paleoambientes identificados en el apartado 4.2.2. Se ha interpretado como una datación anómala la obtenida a una cota de 2,15 m b.n.m (2.797 ± 50 cal yr BP) y, por lo tanto, se ha descartado.

En cuanto a los ratios de sedimentación, como se observa en la base del sondeo (Figura 31.-) se mantienen en torno a ~ 1 mm y^{-1} hasta el 2.648 ± 185 cal yr BP. Con posterioridad se produce un descenso de la tasa de sedimentación a $\sim 0,44$ mm y^{-1} que perdura hasta alrededor del 1.073 ± 240 cal yr BP. Son los valores más bajos de todo el sondeo. A partir de este momento aumenta a valores similares a la base del sondeo ($1,7$ mm y^{-1} , $0,92$ mm y^{-1}) llegando a

valores máximos analizados de $7,29 \text{ mm y}^{-1}$, a partir del $144 \pm 159 \text{ cal yr BP}$. La velocidad media de acreción a lo largo de todo el sondeo es $0,97 \text{ mm yr}^{-1}$.

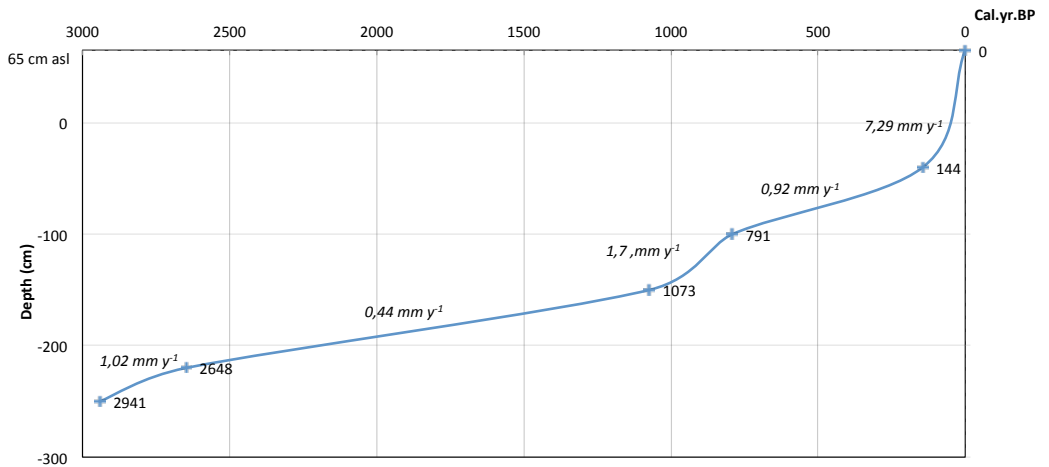


Figura 31.- Ratios de sedimentación del sondeo Tremolar 2.

4.2.1. Micropaleontología y variables ambientales TRE 2

Se han identificado cinco especies a lo largo del testigo, que representan el 96,68% de los caparazones de foraminíferos estudiados: *A. tepida* (80,69%), *H. germanica* (7,81%), *C. excavatum* (4,76%), *P. eburnea* (1,49%), *M. circularis* (0,75%), *P. rotunda* (0,64%) y *R. globularis* (0,55%). El orden más abundante es el Rotaliida con 94,5%, seguido de Miliolida con 5,24%.

A continuación se procede a describir las asociaciones dominantes en cada unidad, definidas a partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos.(Figura 32.- Tabla 9.- Figura 33.- Tabla 10.- **Anexo II. Tablas**).

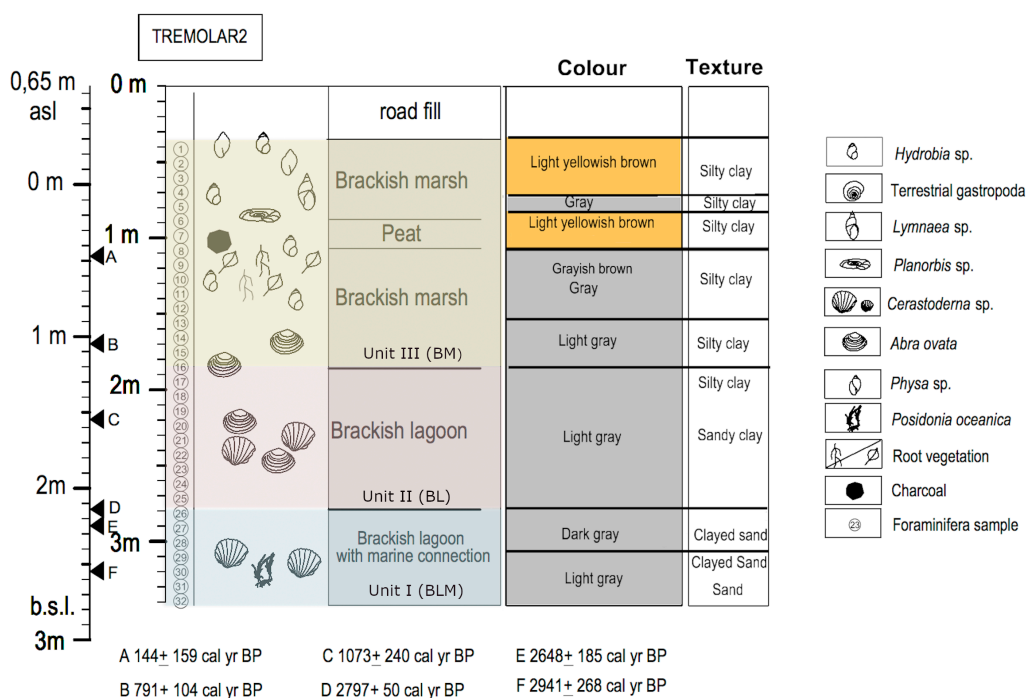


Figura 32.- Unidades litoestratigráficas, interpretación de foraminíferos, procesos geomorfológicos, cronología y sucesión de fases paleoambientales a lo largo del registro Tremolar 2.

Unidad I (BLM): En la base del sondeo, desde 2,75 hasta 2,15 m b.n.m (muestras 32 – 26). En esta unidad se observa en la asociación dominante la presencia de especies salobres: *A. tepida* (67,68%), *H. germanica* (9,9%), *C. excavatum* (2,05%), *P. eburnea* (2,52%) mezcladas con especies más típicas de ambientes marinos abiertos: *R. globularis* (2,31%), *M. circularis* (2,52%), *P. rotunda* (1,39%). En las muestras más próximas a la base del sondeo se observan caparazones bien conservados de ambientes marinos como *P. mediterraneensis*, *Adelosina colomi* (Le Calvez y Le Calvez), *Massilina secans* (d'Orbigny) o *Quinqueloculina duthiersi*. (Schlumberger, 1886). Los taxones alóctonos (marinos) representan los porcentajes más altos del sondeo (3,7%). Desde el punto de vista tafonómico, la asociación salobre está bien

conservada y la asociación alóctona presenta peor conservación, lo que puede deberse a procesos energéticos de arrastre. Destaca la presencia de bivalvos de origen marino (*Cerastoderma* sp.), ostrácodos (*Cyprideis torosa* con valvas articuladas) y gasterópodos. También se observan restos de *Posidonia oceanica*.

En cuanto a los índices de diversidad, esta unidad presenta los valores más altos de todo el sondeo (Tabla 9.-). El valor medio de 15 especies por muestra y los altos valores del Alfa de Fisher, indica que la diversidad de esta unidad es la más alta de todo el sondeo. El índice de Shannon tiene unos valores bajos (>2 indica condiciones de diversidad normal marina) y más altos esta unidad. La densidad de caparazones tiene unos valores medios de 370 ind/gr. En el techo de esta unidad aumenta la dominancia de las especies salobres mencionadas.

MEDIUM VALUES	Unit I (BLM)	Unit II (BL)	Unit III (BM)		TOTAL
			Subunit I	Subunit II	
Taxa_S	15.29	5.80	2.75	3.67	
Individuals	316.43	322.10	231.25	305.50	
Dominance_D	0.51	0.65	0.83	0.83	
Shannon_H	1.25	0.71	0.33	0.37	
Equitability_J	0.46	0.42	0.33	0.29	
Fisher_alpha	3.58	1.02	0.62	0.59	
Density ind/gr	371	728	568	54	
Relative abundance %					
Miliolida					
<i>Miliolinella circularis</i>	1.46	1.06	-	-	0.75
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	2.52	2.4	-	-	1.49
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	1.39	0.82	-	-	0.64
Rotaliida					
<i>Ammonia tepida</i>	67.78	77.93	90	90.63	80.69
<i>Criboelphidium excavatum</i>	2.05	9.57	1.91	2.07	4.76
<i>Haynesina germanica</i>	9.9	7.92	4.92	6.33	7.81
<i>Rosalina globularis</i>	2.31	-	-	-	0.55

Tabla 9.- Índices de diversidad y especies dominantes del sondeo Tremolar 2.

La unidad tiene un espesor de 60 cm y un color gris claro (2.5Y 7/1). En la base del sondeo la textura es arenosa y hacia techo las proporciones de limo y arcilla van aumentando hasta configurar una textura franca de color más

oscuro (2.5Y 5/1) (Figura 32.-). La fracción arena está formada por granos heterométricos de calcita y cuarzo de color variable, con muchos bioclastos donde destacan los gasterópodos bien preservados y los restos vegetales. El contenido en materia orgánica es el más bajo de todo el sondeo (4-7%) (Figura 33.-).

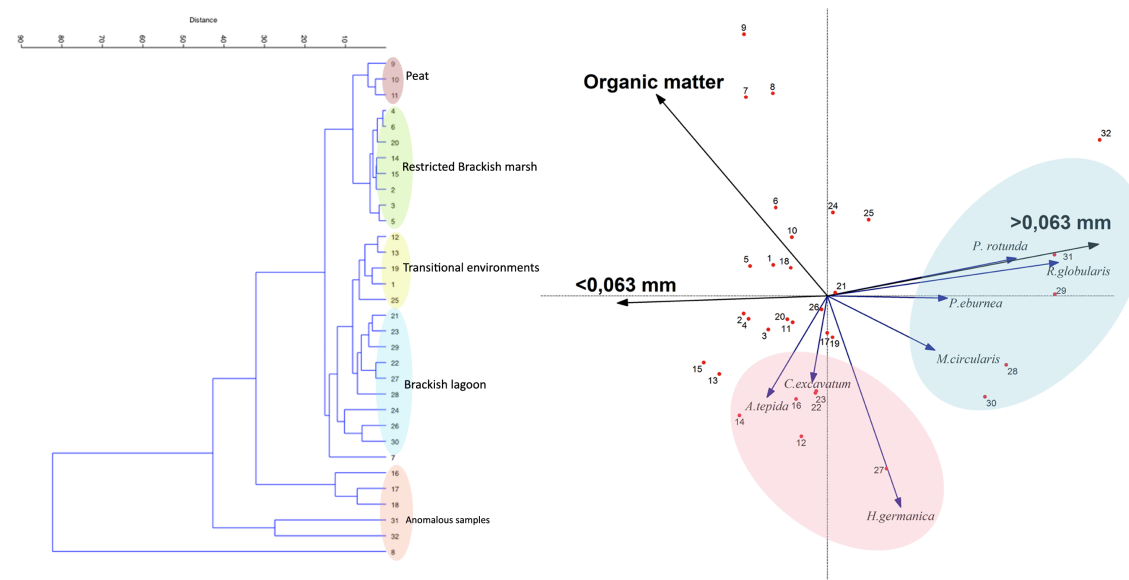
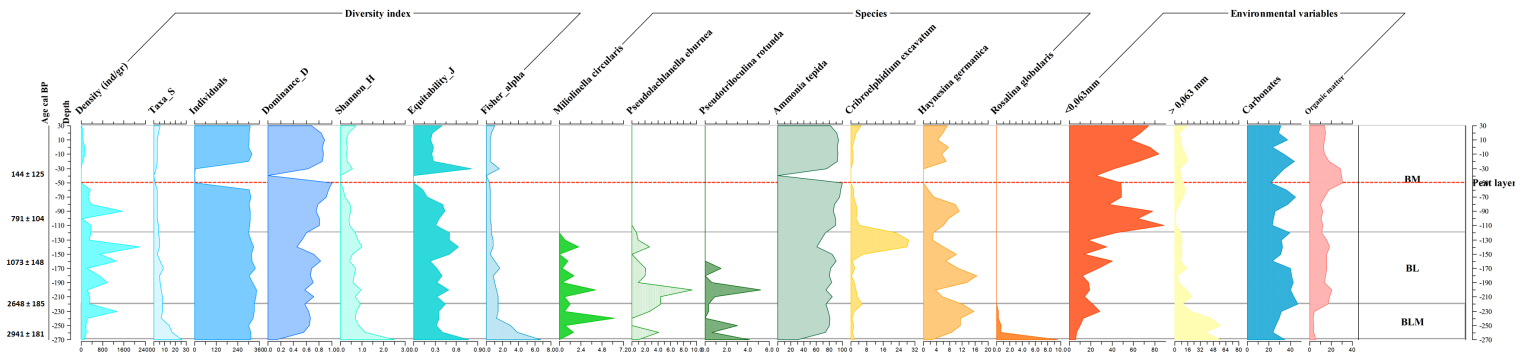


Figura 33.- Arriba: Diagrama de composición incluyendo las variables clave. Abajo: Análisis multivariante basado en los foraminíferos bentónicos: correlación mediante el análisis clúster tipo Q de la distribución de las especies y variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA) del sondeo Tremolar 2.

Unidad II (BL): Desde la cota 2,15 m hasta 1,20 m b.n.m (muestras 25 - 16). En esta unidad la asociación dominante es la misma identificada que en la unidad subyacente, es decir, una asociación mezclada, con una mayor dominancia de las especies de ambientes salobres *A. tepida* (77,93%), *C. excavatum* (9,57%), *H. germanica* (7,92%) y una menor presencia de especies como *M. circularis* (1,06%) y *P. eburnea* (2,4%), que además están peor conservadas. Destaca el incremento de la especie *C. excavatum* que aumenta de forma significativa en esta unidad. Su presencia es muy notable en la muestra 18 (hacia techo), cota 1,4 m b.n.m. Además, se observan gasterópodos y fragmentos de los bivalvos *Cerastoderma* sp. y *Abra ovata*, mal conservados.

En esta unidad los valores de diversidad descienden respecto a la unidad subyacente. Se identifican unas 5 especies de media en las muestras de esta unidad, lo que supone un descenso notable respecto a las 15 especies registradas en la Unidad I (BLM). En consecuencia, los índices de Shanon y Alfa de Fisher descienden y aumenta la dominancia de algunas especies (*A. tepida*, *C. excavatum* y *H. germanica*). Destaca la densidad media de las muestras con 728 ind/gr, siendo las más altas de todo el sondeo.

El sedimento presenta un color gris claro (2.5Y 7/1) con una textura de arcilla y limo; la disminución de la fracción arenas hacia techo puede indicar un ambiente menos energético (Figura 32.-). Se observa un aumento en el contenido en carbonatos (bastante fluctuante entre 23 y 45%) y un aumento de la materia orgánica respecto a la unidad subyacente (valor medio 16%) (Figura 33.-).

Unidad III (BM): Desde la cota 1,2 m b.n.m hasta 0,30 m s.n.m, (muestras 16 - 1). Atendiendo a criterios sedimentológicos y micropaleontológicos pueden diferenciarse dos subunidades.

Subunidad I. Desde 1,2 a 0,3 b.n.m (muestras (16-7)). Desde el punto de vista micropaleontológico, se consolida la presencia de únicamente tres especies *A. tepida* (90%), *H. germanica* (4,92%) y *C. excavatum* (1,91%), indicando un ambiente más restringido. Tafonómicamente las conchas tienen un tamaño mucho menor y hay mucha presencia de fragmentos de conchas. Hacia el techo de la unidad se observan rizotúbulos y presencia de restos vegetales y gasterópodos de agua dulce (*Physa* sp.). En el techo de esta subunidad destaca la presencia de una capa de turba, con ausencia de foraminíferos.

Los indicadores de diversidad y riqueza muestran valores muy bajos, se registra el número de especies más bajo por muestra de todo el sondeo. No obstante, la densidad media de los individuos continúa siendo notable (alrededor de 500 ind/gr) (Tabla 9.-).

En cuanto a las características sedimentológicas, continúa la misma textura de arcilla y limo mencionada en la anterior unidad (Figura 32.-). Domina el color gris claro (2.5Y 7/1) aunque hacia techo cambia a color gris más oscuro (5Y 5/1) y a un marrón grisáceo (10YR 5/2). Los valores de carbonatos (~32%) y materia orgánica (18%) continúan siendo altos. En el techo de la subunidad los valores de materia orgánica aumentan significativamente (30%) (Figura 30.-) asociados a una capa de turba (muestras 9, 8 y 7, desde las cotas 0,6 m b.n.m. a 0,4 m b.n.m).

Subunidad II. Desde 0,3 m b.n.m hasta 0.3 m s.n.m. (muestras 6 -1). En el aspecto micropaleontológico las especies salobres *A. tepida* (90,63%), *H. germanica* (6,33%), *C. excavatum* (2,07%), continúan siendo dominantes, no obstante destaca la aparición puntual de especies como *D. aguayoi*, *E. macrescens* y *T. inflata*. Estas especies son eurihalinas y euritéricas, frecuentes en lagunas de aguas hiposalinas y en fangos o limos ricos en materia orgánica (Scott y Medioli, 1980; Zaninetti, 1984; Albani *et al.*, 1984;

Murray, 1991). Se observa también la presencia de gasterópodos de agua dulce (*Planorbis* sp., *Lymnaea* sp., *Physa* sp.) y salobres (*Hydrobia* sp.).

En esta subunidad se aprecia que aumenta ligeramente el número de taxones por muestra, aunque los índices de diversidad y riqueza se mantienen muy similares (Tabla 9.-). Respecto a la densidad (ind/gr) se observa un cambio muy notable descendiendo a valores en torno a 50 ind/gr.

En cuanto a las texturas se mantienen igual que en las unidades anteriores es decir, arcilla y limo, aunque destaca un cambio del color hacia el gris (5Y 5/1) (Figura 32.-) que puede estar relacionado con un cambio de facies. Los valores de carbonato cálcico y materia orgánica son similares a la subunidad subyacente exceptuando las muestras asociadas a la capa de turba (Figura 30.-).

Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.

Aunque la asociación dominante es bastante homogénea, a lo largo del sondeo se pueden observar grupos diferenciados a partir del análisis clúster (Figura 33.-). Las muestras de la base del sondeo han sido identificadas como anómalas en comparación con el resto de muestras. Presentan mayor proporción de arenas, la mayor diversidad de especies del sondeo, restos de *Posidonia oceanica* y una asociación mezclada de especies estenohalinas, como *R. globularis*, y eurihalinas (*H. germanica* y *A. tepida*), con la presencia puntual de especies asociadas a *Posidonia oceanica* como *Nubecularia lucifuga* Defrance, *C. lobatulus*, *Massilina secans* (d'Orbigny).

Otra agrupación la forman las muestras 30-21, caracterizado por el descenso de arenas, la presencia aún de especies marinas y la dominancia progresiva hacia techo de las especies eurihalinas (muestras 25, 24, 23, 22, 21).

Las muestras 18-16 se han identificado como anómalas por el aumento significativo de *C. excavatum* y por la presencia del miliolido *M. circularis*, el cual es más común en aguas más salobres (Gregory *et al.*, 2015); en estas muestras aumentan las fracciones limoarcillosas.

De las muestras 15 a la 1 se agrupan por la dominancia de las especies *A. tepida*, *H. germanica* y *C. excavatum*, y por la aparición puntual de especies de aguas hiposalinas como *D. aguayoi*, y *T. inflata*. Las muestras 9, 10 y 11 se agrupan separadamente y coinciden con el aumento de turba en su composición. Por último las muestras 19, 25, 13, 12 y 1 se han identificado como muestras episódicas entre la transición de un ambiente a otro.

Para el análisis estadístico de RDA se han incluido las siguientes variables ambientales: contenido en arenas, contenido en limos y arcillas, contenido en materia orgánica y contenido en carbonatos; todas ellas se relacionan con la asociación de foraminíferos bentónicos registrada. El análisis RDA (Figura 33.-) refleja que las variables que mejor describen la varianza de los datos es, en primer lugar, el tamaño de grano (arenas), seguido del contenido en materia orgánica y del contenido en limo y arcillas. Los carbonatos no tienen un papel importante en la distribución de los foraminíferos y se observa que las especies típicas de hábitats marinos se describen mejor por el contenido en arenas. El porcentaje de arenas explica un 58,4% de la varianza de los datos y la materia orgánica un 28,3%; por tanto, ambos explican un 86,7% de la varianza.

Estos resultados difieren de los hasta ahora analizados, por lo que puede interpretarse como un cambio asociado a la dominancia en el testigo de ambientes restringidos, siendo el tipo de sustrato y los aportes de materia orgánica más determinantes que la proporción de carbonatos.

4.2.2. Interpretación paleoambiental TRE 2

Desde el punto de vista paleoambiental, las características sedimentológicas, micropaleontológicas y estadísticas permiten distinguir tres ambientes en el sondeo Tremolar 2 (Figura 32.- Figura 33.- Tabla 10.-).

Tremolar 2			
Paleoenvironmental unit	Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils
UNIT III (BM) (Samples 1-16) (0.3 a.s.l to 1.2 m b.s.l)	Subunit I: (samples 16- 7) (1.2 m to 0.3 m b.s.l. Low diversity indexes (only 3 taxa)	<i>Ammonia tepida</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Criboelphidium excavatum</i>	Broken shells, rhizotubule precipitates is observed.
	Subunit II: (samples 7 to 1) (0.3 m b.s.l a 0.3 m a.s.l) Dominance of species from hyposaline conditions, still remains the association from Subunit I	<i>Discorinopsis aguayoi</i> <i>Entzia macrescens</i> <i>Trochammina inflata</i>	Sediment with pyrite concretions typical of anoxic environments and emergence of a layer of peat.
UNIT II (BL) Samples 17- 26. (1.2 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	Lower diversity indexes in the shallower samples of the unit, the brackish species remains.	<i>Haynesina germanica</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Miliolinella circularis</i>	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropod and plant structures, the typical marine species disappears. Significant increase of <i>Criboelphidium excavatum</i> .
UNIT I (BLM) Samples 27 - 32. (2.8 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	In the deepest samples of the unit, well preserved species typical from marine open environments. Increase the dominance of species from more restricted environments at the top of this unit.	<i>Rosalina globularis</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Criboelphidium excavatum</i>	Many molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropod, fragments of <i>Posidonia oceanica</i> . Species typical from marine environments as <i>Planorbulina mediterraneensis</i> . The ostracod <i>Cyprideis torosa</i> (Jones) in live position.

Tabla 10.- *Paleoambientes del sondeo Tremolar 2.*

El paleoambiente más antiguo registrado es una laguna salobre con conexión marina, **Unidad I (BLM)**, donde se reconoce una asociación formada por una mezcla de organismos eurihalinos con otra menos frecuente representada por foraminíferos que toleran mayores salinidades. Además, aparecen especies epífitas de *Posidonia oceanica* como *P. mediterraneensis* y *N. lucifuga*. La datación de C^{14} a la profundidad de 2,50 m b.n.m. dio una edad de 2.941 ± 268 cal yr BP en la base de la unidad. El análisis clúster diferencia dos subgrupos en esta unidad debido a que en el primer subgrupo presenta una alta dominancia de la especie *R. globularis* y la presencia de especies epífitas de *Posidonia oceanica*, además de altos valores de los índices de biodiversidad. El segundo subgrupo presenta menor dominancia de especies marinas y menor diversidad de especies, por lo que se interpreta que gradualmente el paleoambiente evoluciona a más restringido. Este paleoambiente se asocia al primer grupo identificado en el análisis clúster, (Figura 30.-).

Posteriormente evoluciona a una laguna salobre sin conexión marina, **Unidad II (BL)**, dominada por especies de aguas salobres. Hay especies marinas pero con peor estado de conservación. Cabe destacar en el techo de esta unidad la alta abundancia de *C. excavatum*, que está asociada a ambientes de laguna salobre (Murray, 1991; Amolgi-Labin *et al.*, 1995; Debenay, 2000; Debenay y Guillou, 2002; Gregory *et al.*, 2015). Este hecho coincide con un cambio de condiciones energéticas de una laguna salobre a un marjal salobre donde se registran episodios de precipitaciones masivas de carbonatos (1,6 m, 1,7 m, 1,3 m, 1,2 m b.n.m.) y estadísticamente se puede diferenciar en el análisis clúster. Estos sedimentos, junto con las evidencias micropaleontológicas indican la saturación del medio.

El cambio de tendencia de los carbonatos y materia orgánica a la cota de 2,3 m b.n.m. indica un cambio de condiciones ambientales, que es corroborado por el contenido micropaleontológico. Los valores de diversidad descienden en esta unidad y aumenta la dominancia de especies salobres.

Se obtuvieron dos dataciones de C^{14} a 2,2 m b.n.m. (base de la unidad), de 2.648 ± 185 cal yr BP y otra a 2,1 m b.n.m. de 2.797 ± 50 cal yr BP, que varían en solo 100 años. A 1,5 metros b.n.m. de profundidad la tercera datación por C^{14} indica una edad de 1.073 ± 240 cal yr BP.

Hacia techo se identifican dos periodos de desecación a 1,7-1,6 m b.n.m. y a 1,3-1,2 m b.n.m., en el primero de los cuales destaca la presencia de especies eurihalinas como *M. circularis*, *P. eburnea* y *P. rotunda* y desciende *A. tepida* y *H. germanica*. En el segundo episodio destaca el aumento significativo de la especie *C. excavatum*. Esto se interpreta como un descenso del nivel de la laguna por su aislamiento progresivo de la zona marina y el aumento de aportes terrígenos.

En el análisis clúster, las muestras 16, 17 y 18 se agrupan separadas de las muestras interpretados como de laguna salobre, y corresponden a momentos de saturación del agua, con un descenso del contenido en arenas, un aumento de la fracción limos y arcillas y un aumento significativo de la presencia de la especie *C. excavatum*.

Por último, se identifica el paleoambiente más reciente como un marjal salobre (**Unidad III (BM)**) donde se diferencian dos subunidades separadas por una capa de turba. La primera subunidad presenta baja diversidad de especies, siendo dominantes *A. tepida*, *H. germanica* y *C. excavatum*; destacan estructuras de vegetales. La presencia de altos valores de materia orgánica y de turba en mitad de esta unidad puede ser indicativos de un

ambiente palustre identificado también en el análisis cluster (Figura 33.-). La subunidad II muestras especies hiposalinas como *E. macrescens*, *D. aguayoi*, *T. inflata* (de forma puntual) y la presencia de concreciones de pirita, típicas de ambientes anóxicos. Las dataciones de C^{14} revelan una edad de 791 ± 104 cal yr BP (1 m b.n.m.) y de 144 ± 159 cal yr BP (0,4 m b.n.m.).

En este paleoambiente se identifica un evento de inundación fluvial a una cota de 0,5-0,3 m b.n.m., donde destaca la ausencia de foraminíferos (o la aparición de caparazones reelaborados) y presencia de gasterópodos oligohalinos y de una capa de turba, con el consecuente incremento del contenido en materia orgánica y el descenso de los valores de carbonatos.

4.3. Sondeo Tremolar 3

Se presentan los resultados del estudio de los paleoambientes en este sondeo mediante el análisis de las variables sedimentarias, las asociaciones principales de foraminíferos y de su relación a través de correlaciones estadísticas. Se han recogido 5.886 foraminíferos bentónicos que se agrupan en 40 especies que se pertenecientes a cuatro órdenes diferentes: Lituolida, Miliolida, Rotaliida y Textulariida. Desde el punto de vista sedimentológico se han analizado 24 muestras, en las cuales se ha obtenido la distribución granulométrica, el contenido en carbonatos y el porcentaje en materia orgánica.

En este sondeo se obtuvieron 2 dataciones de C^{14} (Tabla 5.-). En función de estas edades calibradas los valores mínimos de las tasas de acreción están localizados en la base del sondeo ($\sim 0.68 \text{ mm yr}^{-1}$) a una cota de 1,7 m b.n.m, alcanzando un máximo de $\sim 1.3 \text{ mm yr}^{-1}$ a partir de 0,9 m b.n.m (1.232 ± 74 cal yr BP) (Figura 34.-). La velocidad media de acreción a lo largo de todo el sondeo es $0,75 \text{ mm yr}^{-1}$.

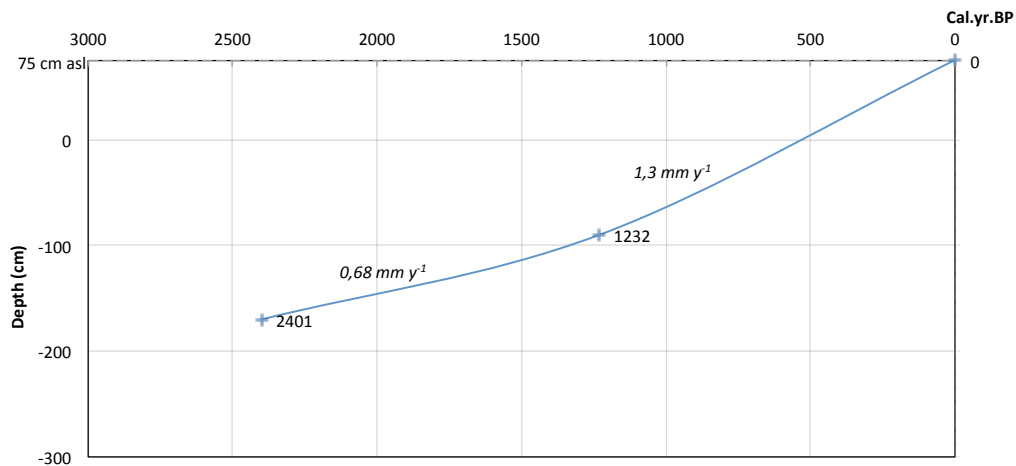


Figura 34.- Ratios de sedimentación sondeo Tremolar 3.

4.3.1. Micropaleontología y variables ambientales TRE 3

Se han identificado siete especies a lo largo del sondeo, que representan el 96,35% de los caparazones de foraminíferos estudiados: *A. tepida* (78,68%), *H. germanica* (7,41%), *C. excavatum* (6,59%), *R. globularis* (1,58%), *P. eburnea* (1,10%), *E. macrescens* (0,51%), *A. levigata* (0,48%). No se incluyen las especies por debajo de una abundancia del 0,5 %, aunque en el caso de este sondeo se ha incluido la especie *A. levigata* (0,48%), ya que el resto de especies tienen abundancias muy inferiores este valor. El orden más abundante es el Rotaliida, con 95,36%, seguido de Miliolida, con 3,53%.

A continuación se procede a describir las asociaciones dominantes en cada unidad, definidas a partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos (Figura 35.- Tabla 11.- Figura 36.- Tabla 12.- **Anexo II. Tablas**)

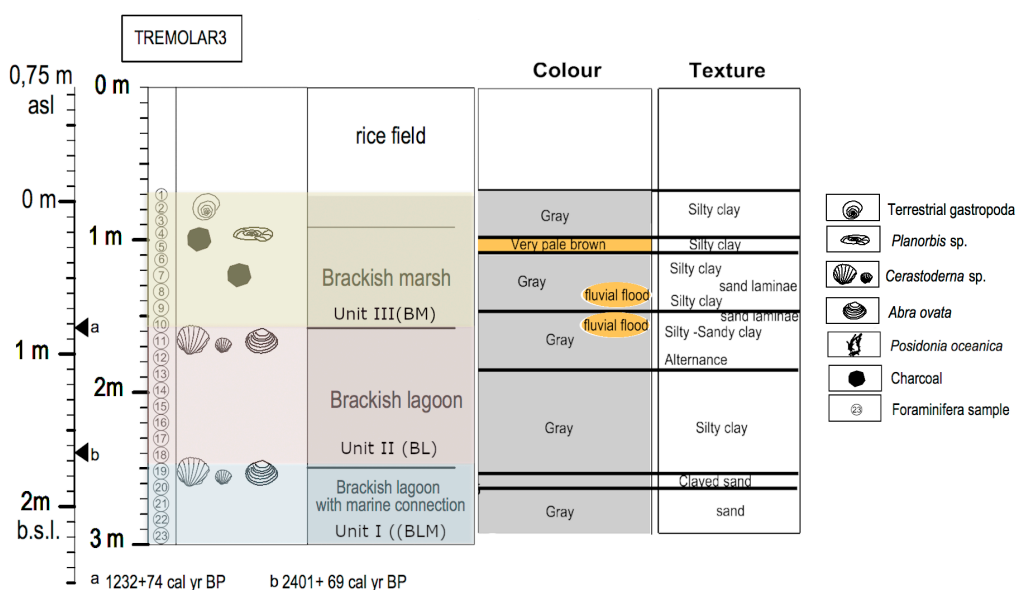


Figura 35.- Unidades litoestratigráficas, interpretación de foraminíferos, procesos geomorfológicos, cronología y sucesión de fases paleoambientales a lo largo del registro Tremolar 3.

Unidad I (BLM): Desde la cota 2,2 m b.n.m. a 1,7 m b.n.m, (muestras 23 – 19). Desde el punto de vista micropaleontológico en esta unidad dominan la mezcla de especies de aguas salobres: *A. tepida* (71,05%), *H. germanica* (8,18%), *C. excavatum* (3,43%) y *P. eburnea* (1,05%) con especies de hábitat marino, como *R. globularis* (5,03%), *A. longirostra* (1,52%). Dicha especie es epífita de praderas de *Posidonia oceanica*, asociada a sedimentos arenosos (Mateu, 1970) con biodetritos (Mateu, 1981). La mayoría de los caparazones presentan buena conservación, aunque el registro de conchas fragmentadas de ambas especies indica la energía moderada del medio. Esta unidad muestra la mayor abundancia en la asociación dominante de taxones marinos de todo el testigo (6,54%). Muchos caparazones de origen marino se observan en la base del sondeo como *C. lobatulus* y *A. colomi*, pero mal preservados. Se

detecta la presencia de gasterópodos salobres y marinos, así como de ostrácodos salobres (*Cyprideis torosa*) y bivalvos marinos y salobres como *Cerastoderma* sp. y *Abra ovata*.

Los índices de diversidad y riqueza señalan esta unidad con los valores más altos en los índices de Shannon y alfa de Fisher (Tabla 11.-), siendo muy superiores al resto de unidades. La diversidad específica es también muy superior a la registrada en el resto del testigo (el valor medio es de 15). En cuanto a la densidad de individuos en esta unidad los valores no son elevados, exceptuando en el techo donde la muestra 19 tiene mayor proporción.

	Unit I (BLM)	Unit II (BL)	Unit III (BM)		
MEDIUM VALUES			Subunidad I	Subunidad II	
Taxa_S	15,17	5,25	3,00	2,25	
Individuals	315,67	318,88	94,40	242,25	
Dominance_D	0,56	0,65	1,01	0,88	
Shannon_H	1,16	0,67	0,36	0,23	
Equitability_J	0,43	0,41	0,25	0,26	
Fisher_alpha	3,57	0,90	0,89	0,38	
Density ind/gr	159,40	5601,32	98,50	65,76	
Relative abundance %					TOTAL
Lituolida					
<i>Entzia macrescens</i>	-	-	-	2,50	0,51
Miliolida					
<i>Adelosina longirostra</i>	1,52	-	-	-	0,48
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	1,05	1,64	0,17	-	1,10
Rotaliida					
<i>Ammonia tepida</i>	71,05	78,41	89,96	93,39	78,68
<i>Criboelphidium excavatum</i>	3,43	9,41	5,76	3,03	6,59
<i>Haynesina germanica</i>	8,18	9,86	3,64	-	7,41
<i>Rosalina globularis</i>	5,03	-	-	-	1,58

Tabla 11.- Índices de diversidad y especies dominantes del sondeo Tremolar 3.

Desde el punto de vista textural, en la base el material es principalmente arenas con un aumento de la proporción de arcilla hacia el techo. Domina el color gris (5Y 5/1) (Figura 35.-). La fracción arena está formada por granos

heterométricos de calcita y cuarzo rodado de color variable; son muy abundantes los bioclastos y gasterópodos bien preservados. El contenido en materia orgánica es el más bajo de todo el sondeo (~2,5%) y los valores de carbonatos, sin ser máximos, son elevados (~ 30%) (Figura 36.-).

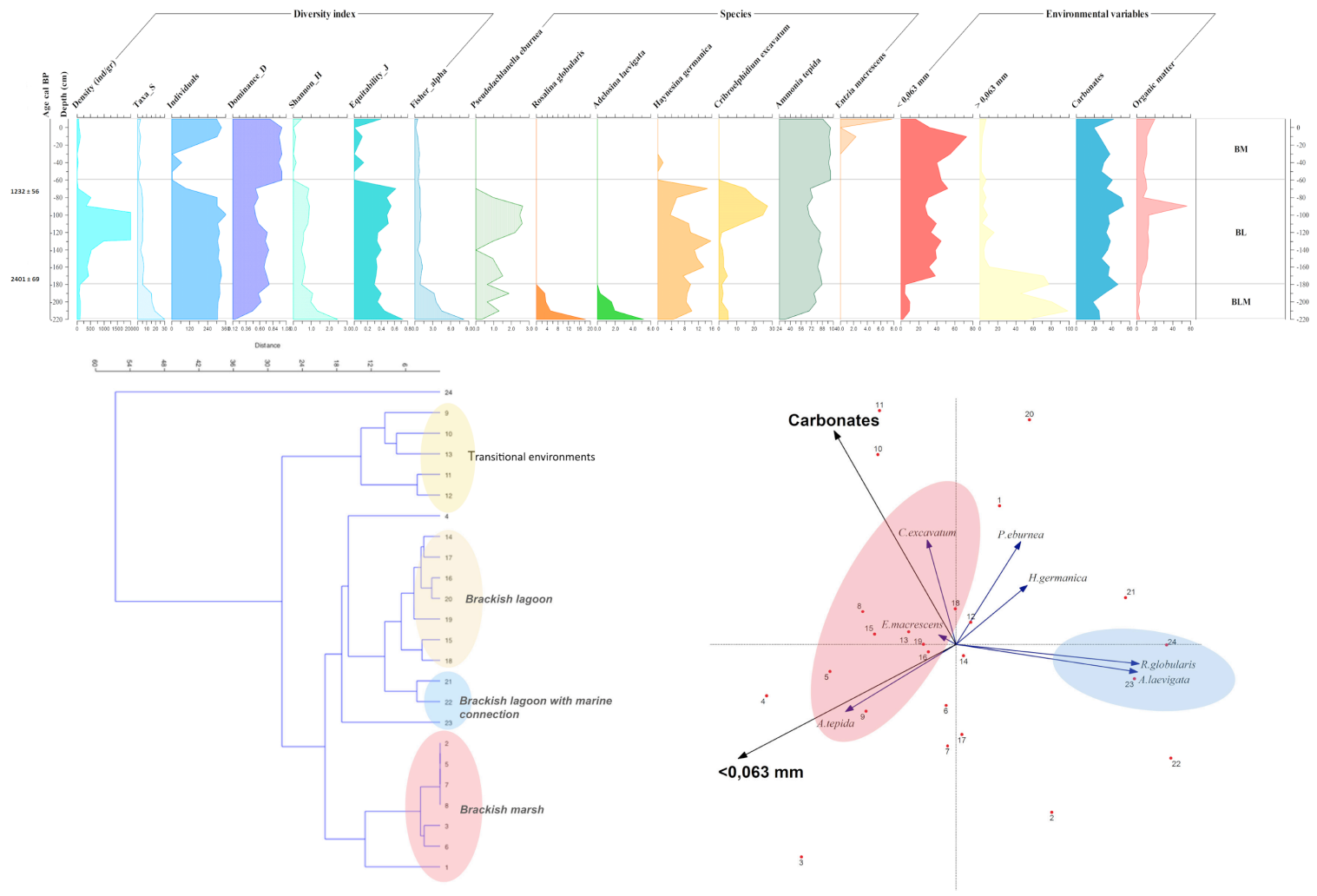


Figura 36.- Arriba: Diagrama de composición incluyendo las variables clave. Abajo: Análisis multivariante basado en los foraminíferos bentónicos: correlación mediante el análisis clúster tipo Q de la distribución de las especies y variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA) del sondeo Tremolar 3.

Unidad II (BL): Desde la cota 1,7 m b.n.m. a 0,8 m b.n.m, (muestras 18 – 11). La asociación dominante en esta unidad esta representada por las especies salobres *A. tepida* (78,41%), *H. germanica* (9,86%), *C.excavatum* (9,41%) y *P. eburnea* (1,64%). La especie *P. eburnea* es una especie euritópica, capaz de soportar notables variaciones de temperatura y salinidad; está asociada a estuarios y marjales. Algunos autores le atribuyen condiciones eurihalinas al interpretarla como autóctona en sedimentos de marjal (Usera *et al.*, 1996). El estado de conservación de los caparazones empeora respecto a la unidad subyacente, así como los restos de conchas del bivalvo *Abra ovata* , los gasterópodos continúan estando bien preservados.

Los índices de diversidad muestran un descenso notable de la diversidad en las muestras. Los valores de densidad que en las muestras 12, 13 y 14 son significativamente elevados (**Anexo II. Tablas**).

El sedimento es de textura arcillo limosa y tiene el mismo color gris que la unidad anterior (5Y 5/1); hacia el techo se observa unas pasadas de arenas que se alternan con el sedimento arcilloso (Figura 35.-). Destaca además hacia el techo presencia de rizotúbulos, lo que se constata a través de un porcentaje de carbonatos elevado (~40%) (Figura 36.-). Se registran valores altos de materia orgánica (~15%).

Unidad III (BM): Entre las cotas 0,8 m b.n.m. y 0,10 m s.n.m, (muestras 10 – 1). Dentro de esta unidad se diferencian dos subunidades.

Subunidad I: Desde la cota 0,8 a 0,2 m b.n.m. (muestras 10 -5). Las especies dominantes son de aguas salobres: *A. tepida* (89,96%), *C. excavatum* (5,76%) y *H. germanica* (3.64%). Estas especies se consideran autóctonas de la laguna. Comienza a aparecer de forma ocasional la especie *D. aguayoi*.

En esta unidad se ha analizado la totalidad del sedimento sin llegar al número mínimo de individuos, en la mayoría no se han alcanzado ni siquiera los 100 caparazones por lo que los índices de diversidad y el alfa de Fisher no fueron calculados. Se observa un descenso muy significativo en la densidad de individuos por muestra. Los valores más altos del índice de dominancia (Equidad) se localizan en esta unidad (Tabla 11.-).

El sedimento continúa presentando alternancia entre arcillas limosas y arenas; se sigue observando el color gris (5Y 5/1) (Figura 35.-). Se registra hacia techo la presencia de turba (56%, de materia orgánica en la muestra 10); no obstante, los valores medios de materia orgánica en la unidad es de ~7%. En la muestra 10 se reconocen también abundantes rizotúbulos, lo que incrementa el porcentaje de carbonatos (~52 %), frente al ~35,5% de valor medio de la unidad (Figura 36.-).

Subunidad II: Desde 0,2 m b.n.m hasta 0,1 m s.n.m, (muestras 4 – 1). Esta unidad se ha podido diferenciar a partir del dominio de las especies salobres: *A. tepida* (93,3%) y *C. excavatum* (3,03%) y la especie *E. macrescens* (2,5%). Esta última cobra importancia en las muestras más superficiales y es típica de ambientes palustres (Guillem, 2007). Además, se encuentran gasterópodos de agua dulce (*Planorbis* sp.) y terrestres.

El número de individuos se recupera significativamente aunque los taxones por muestra son los menores de todo el sondeo así como las densidades de individuos/gr (Tabla 11.-).

Desde un punto de vista sedimentológico, se observa en la base de esta unidad arcilla limosa de color marrón muy pálido (10YR 6/3). Hacia techo se observa un color gris (5Y 5/1) que coincide con un repunte del contenido en materia orgánica (20%, muestra 1) (Figura 36.-) y valores de carbonatos

similares a la unidad subyacente. Se observan concreciones de pirita y fragmentos de turba. Hacia la base de este nivel, se aprecian procesos redox y acumulaciones de materia orgánica

Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.

En cuanto al análisis clúster la asociación dominante presenta pocas variaciones, destacando la Unidad III claramente diferenciada en el clúster (muestras 1-8) (Figura 36.-). También destaca otra agrupación de muestras (13-9) dominadas por la presencia de la especie *D. aguayoi*. Se trata de una especie eurihalina, muy frecuente en las marjales y albuferas del área mediterránea, en aguas cálidas (Bermúdez, 1935), en fondos fangosos (Murray, 1971; Levy, 1982, 1989; Gasse *et al.*, 1987). Estas muestras también presentan sedimentos ricos en rizotúbulos, relacionados con eventos de saturación del medio.

Entre las muestras 20 y 14 se han agrupado muestras con mayor presencia de especies salobres, entre las que destaca el incremento de las especies *C. excavatum* y *P. eburnea* junto con el aumento de la materia orgánica.

Por último, se registra otra agrupación de muestras caracterizadas por una mayor diversidad (muestras 23-21) donde la asociación dominante es una mezcla de especies estenotópicas y euritópicas. Las especies típicas de aguas salobres (*A. tepida*, *C. excavatum*, *P. eburnea*, *H. germanica*) se mezclan con especies de aguas marinas; entre las últimas destacan *R. globularis*, epifita de algas y de fanerógamas marinas, sobre todo en las hojas (Blanc-Vernet, 1984; Mateu, 1974; Langer, 1993; Ribes *et al.*, 1992) y *A. longirostra*.

Para el análisis estadístico de RDA se han incluido las siguientes variables ambientales: contenido en arenas, contenido en limos y arcillas, contenido en materia orgánica y contenido en carbonatos; todos ellas se relacionan con la asociación de foraminíferos bentónicos registrada. El análisis RDA (Figura

36.-) indica que la fracción limos y arcillas es la variable que mejor explica la distribución de las especies en todo el sondeo (81,9%), seguido de los carbonatos, con un 18,1%. No obstante, este análisis refleja que la especie *C. excavatum* se asocia a la variable ambiental carbonatos mientras que son los limos y arcillas los que mejor describen la variabilidad de distribución de *A. tepida*. Por tanto, el tipo de sustrato es determinante para el desarrollo de los foraminíferos en este sondeo seguido del carbonato cálcico.

4.3.2. Interpretación paleoambiental TRE 3

Respecto a Tremolar 3 (TRE3), desde el punto de vista paleoambiental, las características sedimentológicas y micropaleontológicas permiten distinguir tres paleoambientes (Figura 35.- Tabla 12.-).

Tremolar 3			
Paleoenvironmental unit	Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils
UNIT III (BM) (samples 10- 1)(0.8 m b.s.l to 0.1 a.s.l)	Subunit II (samples 4-1) (0.3 m b.s.l to 0 m a.s.l). The association is only composed by two species.	<i>Ammonia tepida</i> <i>Entzia macrescens</i> (ocasional to the top)	Pyrite concretions and peat fragments abundant to the top of the unit.
	Subunit I (samples 10-4) (0.9 m b.s.l-0.3 m b.s.l). Total absence of foraminifera at 0.7 m b.s.l	<i>Ammonia tepida</i> . <i>Trichoyalus aguayoi</i> (occasional appearance)	Fragments of shells and rhizotubule precipitates is observed.
UNIT II (BL) (samples 19-10) (1.8 m b.s.l to 0.8 m b.s.l)	Brackish species and low diversity indexes.	<i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Haynesina germanica</i>	Shells poorly preserved, high presence of rhizotubule precipitates and gastropods.
UNIT I (BLM) (samples 23 -19) (1.8 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	Presence of species from open marine environments mixed with brackish species.	<i>Adelosina laevigata</i> <i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Rosalina globularis</i>	High presence of brackish and marine gastropods and ostracods like <i>Cyprideis torosa</i> . The shells typical from marine environments highly eroded like <i>Adelosina colomi</i> , <i>Planorbulina variabilis</i> , <i>Lobatula lobatula</i> .

Tabla 12.- *Paleoambientes sondeo Tremolar 3.*

Una laguna salobre con conexión marina es el paleoambiente más antiguo identificado, **Unidad I (BLM)**, que se caracteriza por la asociación mezclada de foraminíferos de aguas salobres (*A. tepida*, *H. germanica*, *C. excavatum*) y marinas (*R. globularis*, *A. longirostra*), por un sedimento arenoso dominante, con abundante cuarzo rodado, y, en relación con los foraminíferos, por altos índices del alfa de Fisher y de Shannon, para un ambiente lagunar. El resultado estadístico lo vincula a la tercera agrupación en el clúster (Figura 36.-).

Se reconoce una segunda unidad interpretada como una laguna salobre, **Unidad II (BL)**, definida por la asociación *A. tepida*, *H. germanica*, *C. excavatum* y *P. eburnea*. A partir de la cota 1,3 m b.n.m. hasta la -0,9 m b.n.m. se observa una mayor densidad de foraminíferos y muchos precipitados de carbonatos y rizotúbulos, sobretodo en el techo de la unidad, además de un aumento significativo del contenido en materia orgánica. Los índices de diversidad indican un ambiente mucho más restringido lo que permite identificarlo como una laguna salobre sin conexión marina (Tabla 11.-). La base de esta unidad está datada en torno a 2.049 ± 69 cal yr BP, con una edad aproximada extrapolada de 1.400 cal yr BP en el techo. El resultado estadístico lo relaciona con la segunda agrupación de muestras identificadas (Figura 36.-).

Por último, el paleoambiente más reciente se interpreta como un marjal salobre **Unidad III (BL)**, debido a la asociación dominante estenohalina (*A. tepida*, *H. germanica* y *C. excavatum*), así como a la menor densidad y diversidad de especies respecto a la unidad subyacente. Las subunidades se diferencian por la dominancia de *D. aguayoi* en la base y por *E. macrescens* en el techo.

A nivel sedimentológico, la presencia de mayores granulometrías y restos vegetales de agua dulce en la base de la unidad (datada en 1.232 ± 74 cal yr BP) podría hacer referencia a eventos fluviales del Turia (Carmona y Ruiz, 2011) (subunidad I). Los índices de diversidad disminuyen significativamente con ausencia de caparzones en algunas muestras. El registro micropaleontológico indica una tendencia constante a un ambiente más oligohalino. En la subunidad II el aumento de materia orgánica junto con las especies identificadas indica unas condiciones de descenso del nivel de agua de la laguna y un cambio a ambientes más palustres. Además se vincula con el primer grupo identificado en el análisis clúster (Figura 36.-).

Finalmente, en relación al sondeo SAL1/2, desde el punto de vista paleoambiental los datos aportados continúan apoyando las inferencias paleoambientales ya determinadas en Carmona *et al.* (2016). Los resultados sedimentológicos y ambientales indican que el alto contenido en arena en las muestras más profundas se debe a un medio de mayor energía, debido a la conexión marina, que va disminuyendo progresivamente hacia techo. Los episodios de saturación incrementan la proporción de carbonatos en momentos interpretados como un aislamiento del medio marino o descenso en la columna de agua. A una cota de 0,9 m b.n.m. el aumento de materia orgánica, la presencia piritita y disminución de carbonato cálcico se interpreta como un incremento de las condiciones anóxicas del ambiente.

4.4. Sondeo SAL 3

En este sondeo se han determinado distintos paleoambientes en función de las variables sedimentarias, de las asociaciones principales de foraminíferos y de su relación a través de correlaciones estadísticas. En concreto se han analizado 119 muestras en el aspecto sedimentológico, contenido en carbonato cálcico y materia orgánica. Desde el punto de vista micropaleontológico se han estudiado 65 muestras. En total se han obtenido 16.516 individuos que se agrupan en 43 especies de tres ordenes diferentes Miliolida, Rotaliida, y Textulariida.

En este sondeo se obtuvieron 5 dataciones de C^{14} y 2 mediante racemización de aminoácidos (Tabla 5.-, Tabla 13.-). Con estas edades calibradas se han podido extrapolar los ratios de acreción del sondeo. Los ratios de acreción del sondeo SAL 3 son más altos en la base del sondeo ($4,1 \text{ mm yr}^{-1}$) (Figura 37.-). A partir de la cota de 9 m b.n.m (datada en $7.870 \pm 75 \text{ cal yr BP}$) desciende hasta unos valores de entre $0,94 \text{ mm yr}^{-1}$ y $2,21 \text{ mm yr}^{-1}$ (valores altos de media aunque menores que en la base). Entre 5,6 m b.n.m ($4.550 \pm 442 \text{ cal BP}$ (AAR)) hasta la cota 3,8 m b.n.m (datada en $1.922 \pm 92 \text{ cal yr BP}$), se registran unos ratios de sedimentación menores ($0,79 \text{ mm yr}^{-1}$). A partir de esa edad hasta $1.575 \pm 32 \text{ cal yr BP}$ los valores de acreción son máximos ($4,3 \text{ mm yr}^{-1}$). Por último desde la cota 2,3 m b.n.m ($1.575 \pm 32 \text{ cal yr BP}$) hasta la actualidad se registran los valores más bajos de todo el sondeo ($0,63 \text{ mm yr}^{-1}$). Este testigo tiene una velocidad media de acreción de $1,3 \text{ mm yr}^{-1}$.

Core	Sample	Depth	Material dated	Laboratory	D/L Asp	Age (yr)
SAL_3	42	5,5-5,6 m b.s.l	<i>Cyprideis torosa</i>	LEB	0.189±0.011	4550 ± 442 BP
SAL_3	47	5,1-6,2 m b.s.	<i>Cyprideis torosa</i>	LEB	0.192±0.016	4776 ± 683 BP
SAL_4	7	1,7-1,8 m b.s.l	<i>Cyprideis torosa</i>	LEB	0.094±0.007	588 ± 170 BP
SAL_4	43	5,3-5,4 m b.s.	<i>Cyprideis torosa</i>	LEB	0.216±0.004	5683 ±152 BP
SAL_4	46	5,6-5,7 m b.s.l	<i>Cyprideis torosa</i>	LEB	0.241±0.016	6727 ± 671 BP

Tabla 13.- *Dataciones absolutas: Racemización de Aminoácidos (AAR; Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la Universidad Politécnica de Madrid). Método RAA. D/L Asp, D-ácido aspártico.*

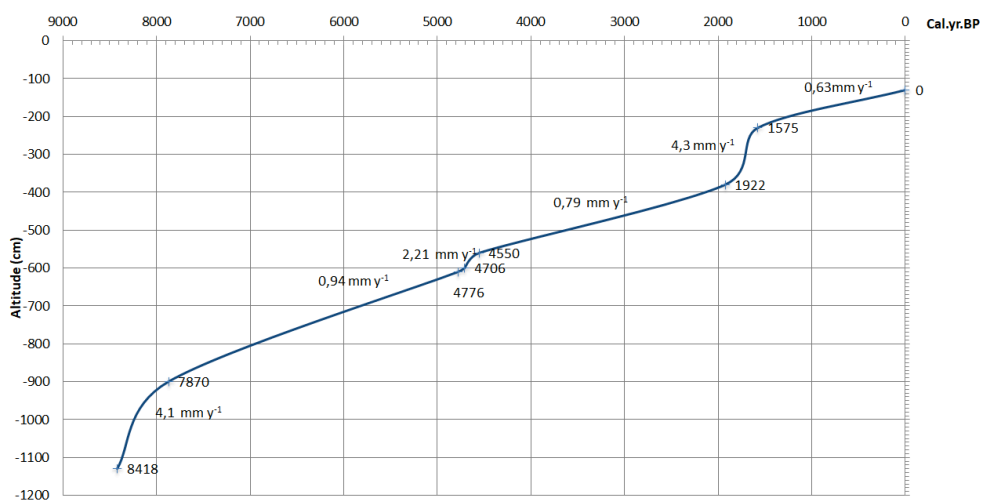


Figura 37.- *Ratios de sedimentación del sondeo SAL 3.*

4.4.1. Micropaleontología y variables ambientales SAL 3

Se han identificado siete especies dominantes que representan el 97,05% del total de los organismos identificados: *A. tepida* (72,7%), *H. germanica* (13,58%), *C. excavatum* (3,82%), *P. eburnea* (3,18%), *M. circularis* (1,67%) y *A. beccarii* (1,49%) y *A. longirostra* (0,59%). Los órdenes dominantes son Rotaliida (92,46%) y Milioliida (7,54%).

Este sondeo es uno de los más variables de hasta el momento analizados. El comportamiento de las especies es más difuso, pero se observan patrones ya identificados en los sondeos anteriores. Los cambios en la columna se detectan a partir de la asociación dominante, de la abundancia de caparazones y su estado de conservación.

Los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos permiten diferenciar ocho unidades sedimentarias (Figura 38.- Figura 39.- Tabla 14.- Tabla 15.- Tabla 16.- **Anexo II. Tablas**)

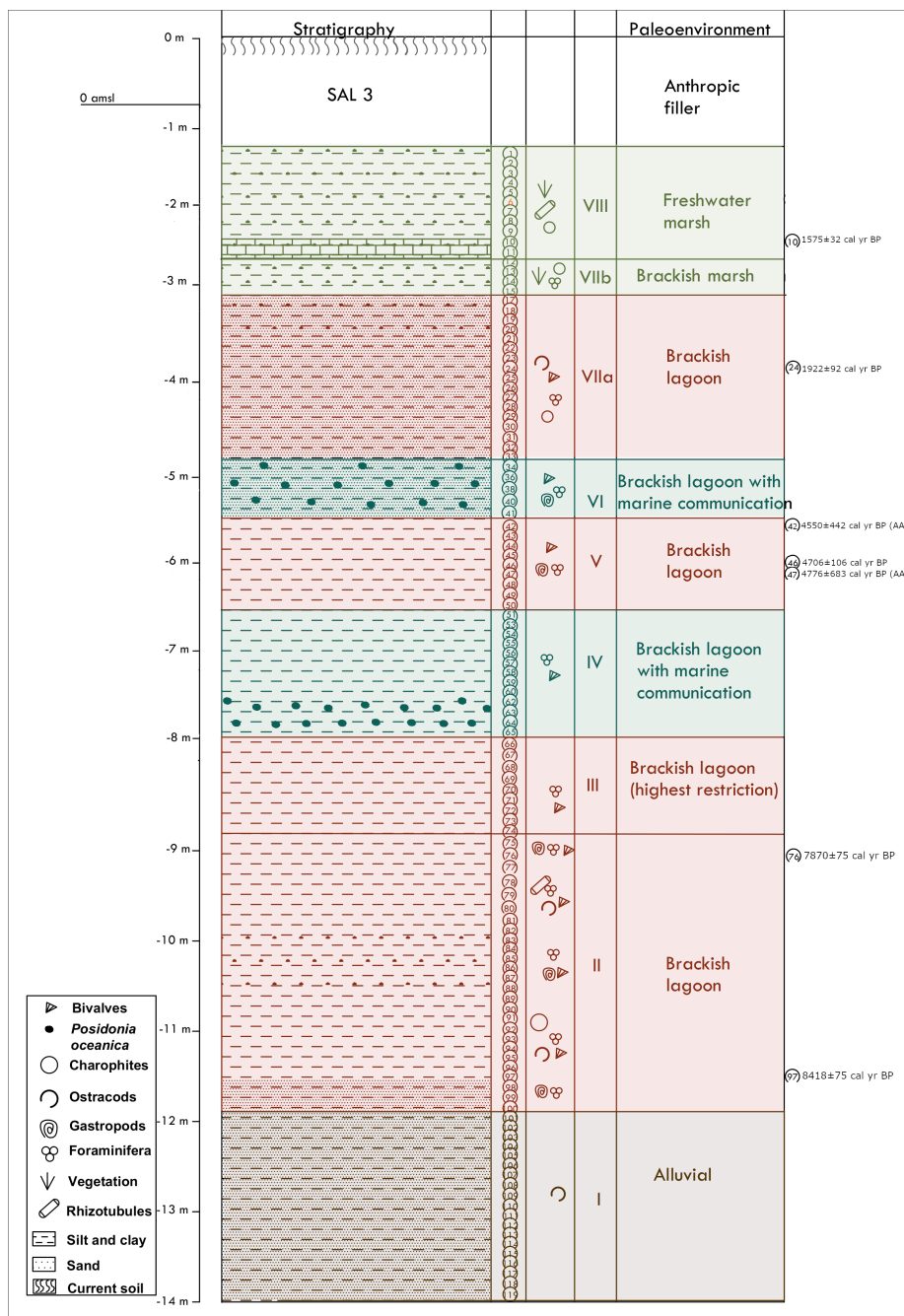


Figura 38.- Unidades litoestratigráficas, interpretación de foraminíferos, cronología y sucesión de fases paleoambientales a lo largo del registro SAL 3.

Unidad I (A). Desde 14 hasta 11,7 m b.n.m, (muestras 119-101). Esta unidad corresponde a la base del sondeo. Desde el punto de vista micropaleontológico únicamente se ha encontrado algún ostrácodo mal conservado.

En el aspecto sedimentológico, el contenido en arenas es inferior al 40% (Figura 39.-) y el sedimento es de color marrón grisáceo (7,5YR 7/1). El contenido en materia orgánica es prácticamente inexistente y los carbonatos presentan los porcentajes más bajos de todo el sondeo, con una media de ~38,5% y proporciones que oscilan entre un 30 y un 60% en estas muestras (Figura 39.-).

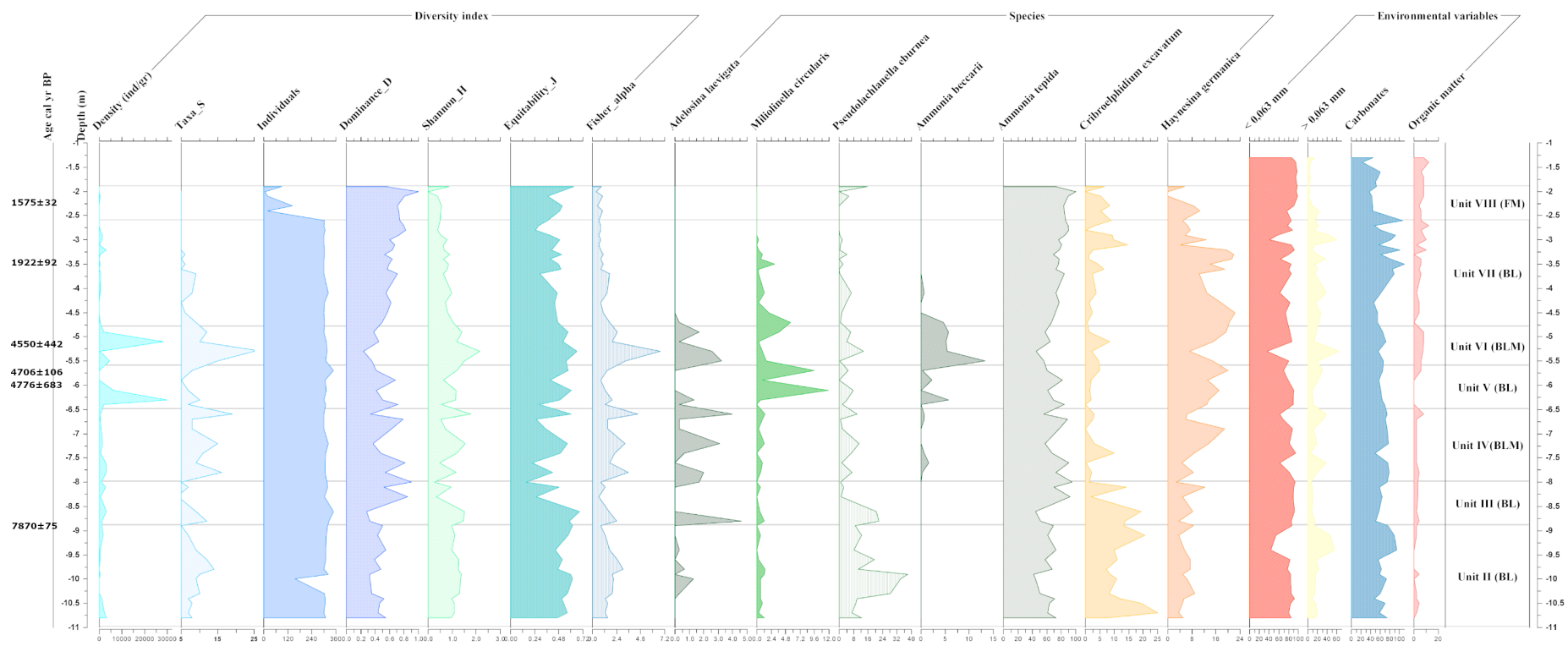


Figura 39.- Diagrama de composición incluyendo las variables clave del sondeo SAL3.

Unidad II (BL). Desde la cota 11,7 hasta 8,9 m b.n.m (muestras 100 - 75). Desde el punto de vista micropaleontológico las especies dominantes en estas muestras son las especies salobres *A. tepida* (60,10%), *P. eburnea* (17,77%), *C. excavatum* (11,55%), *H. germanica* (6,11%), *M. circularis* (0,8%). Destaca en estas muestras la especie *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen y Earland) sin llegar a ser dominante. Esta especie es eurihalina muy frecuente en los marjales y albuferas del Mediterráneo (Usera y Mateu, 1995), en sustrato limoarcilloso. Cabe resaltar la abundancia relativa de la especie *P. eburnea* (17,77%) en esta unidad hacia techo. Tafonómicamente en la base se observan foraminíferos resedimentados y rodados. Hacia techo se ven caparazones mejor preservados y muchos juveniles de especies más salobres (*P. eburnea*) y de especies más marinas como *A. longirostra* y *M. circularis*. En las muestras más próximas a la base aparecen ostrácodos salobres (*Cyprideis torosa*) con valvas articuladas, muchos gasterópodos terrestres y restos vegetales. En el techo de la unidad se observa una mayor presencia de fragmentos de bivalvos (*Abra ovata* y *Cerastoderma* sp.), ostrácodos y carofitas.

Los valores de diversidad son bajos indicando un ambiente bastante restringido. La diversidad específica alcanza una media de unas 9 especies por muestra (Tabla 14.-). La abundancia de caparazones es muy variable.

	Unit I (A)	Unit II (BL)	Unit III (BL)	Unit IV (BL.M)	Unit V (BL)	Unit VI (BL.M)	Unit VII		Unit VIII (FL)
MEDIUM VALUES							Subunit VIIa (BL)	Subunit VIIb (BL.M)	
Taxa_S		8.94	7.40	12.29	7.40	15.75	6.08	4.50	-
Individuals		284.59	321.60	306.29	314.80	308.50	302.75	302.50	-
Dominance_D		0.44	0.58	0.56	0.55	0.36	0.60	0.77	-
Shannon_H		1.17	0.90	1.05	0.94	1.57	0.79	0.48	-
Equitability_J		0.55	0.43	0.41	0.47	0.58	0.45	0.32	-
Fisher_alpha		1.81	1.38	2.62	1.37	3.63	1.09	0.75	-
Density_ind./gr		114.25	1739.19	1383.07	7700.03	8773.11	489.43	468.55	77.17
Relative abundances %									
Miliolida									
<i>Adelosina longirostra</i>	-	0.47	0.92	1.48	0.33	1.95	0.03	-	0.61
<i>Miliolinella circularis</i>	-	0.80	0.49	0.79	4.61	1.64	1.24	-	1.67
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	-	17.77	9.34	5.49	3.78	6.05	1.70	0.08	4.20
Rotalida									
<i>Ammonia beccarii</i>	-	0.04	0.00	0.56	1.64	7.38	0.44	-	1.49
<i>Ammonia tepida</i>	-	60.17	70.38	72.67	71.07	55.79	68.61	87.43	85.76
<i>Cribolephidium excavatum</i>	-	11.55	10.10	3.06	2.09	4.11	3.39	5.47	5.13
<i>Haynesina germanica</i>	-	6.11	6.42	9.54	15.31	14.16	15.30	6.19	4.91
									TOTAL

Tabla 14.- Índices de diversidad y especies dominantes del sondeo SAL 3.

En la base de la unidad dominan las granulometrías limoarcillosas, con unas pasadas de aumento de la fracción arena en las muestras 80- 77 alcanzando (más del 50%) (Figura 39.-). En esas muestras la fracción arena esta formada por un alto grado de bioclastos (ostrácodos, bivalvos, gasterópodos) y precipitados de carbonato cálcico. El color del sedimento es muy variable, en la base se caracteriza por un color gris oscuro (2.5Y 4/1), mientras que las muestras con contenido alto en arenas presenta un color gris claro (2,5 Y 7/1). Los porcentajes de materia orgánica continúan siendo bajos (~2 %) y el contenido en carbonatos presenta valores altos (~70%).

Unidad III (BL). Desde la cota 8,9 hasta 8 m b.n.m. (muestras 74 - 66). Desde el punto de vista micropaleontológico destacan las especies salobres *A. tepida* (70,38%), *C. excavatum* (10,10%), *P. eburnea* (9,34%), *H.germanica* (6,42%), con alguna especie más marina como *A. longirostra* (0,92%). Continúa apareciendo *A. perlucida* de forma recurrente. Son también frecuentes los fragmentos de conchas de bivalvos y ostrácodos, así como los restos vegetales. Tafonómicamente, se observa caparazones peor preservados que la unidad subyacente.

Los índices de diversidad señalan una menor variabilidad de especies que en la unidad subyacente, los valores de diversidad son bajos (<1) en la mayoría de las muestras (**Anexo II. Tablas**, Tabla 14.-).

La granulometría dominante son los tamaño limos y arcilla, con valores entre el 85 y el 93% y el sedimento tiene un color gris claro (2.5Y 7/1). El contenido en carbonatos oscila entre el 50 y el 70 % y los valores de materia orgánica son más elevados que en los niveles subyacentes (~7%) (Figura 39.-).

Unidad IV (BLM). Entre las cotas 8 y 6,5 m b.n.m. (muestras 65- 51). La asociación dominante es una mezcla entre especies salobres *A. tepida* (72,67%), *H. germanica* (9,54%), *P. eburnea* (5,49%), *C. excavatum* (3,06%), *M. circularis* (0,79%) y especies marinas como *A. longirostra* (1,48%), *A. beccarii* (0,56%) (Tabla 11.-). En la asociación de esta unidad sin ser dominantes están bien desarrolladas las especies *R. mediterraneensis*, *P. mediterraneensis*, *M. secans*, *T. trigonula* y *Siphonaperta aspera* d'Orbigny. El porcentaje de taxones alóctonos dominantes (marinos) es de 2,04%. El tamaño de algunos caparazones son apreciables a simple vista. Hacia el techo de la unidad algunos de los caparazones más marinos se encuentran más rodados aunque otros presentan las cámaras bien desarrolladas y bien conservadas. Entre las muestras 65 – 61 destaca la importancia de especies de origen marino, así como espículas de esponjas, rizomas de *Posidonia oceanica*, restos vegetales y fragmentos de conchas de bivalvos (*Abra ovata*, *Cerastoderma* sp.), ostrácodos y gasterópodos.

Los valores de diversidad son más elevados respecto a las unidades subyacentes, con una diversidad específica media de 12 taxones por muestra (Tabla 14.-). Los valores de dominancia son menores en comparación con los resultantes en las unidades previas, lo que refleja mayor distribución de los

individuos entre especies. El índice alfa de Fisher (2,62) y diversidad de Shannon (1,06) muestra valores medios superiores (Tabla 14.-).

Desde el punto de vista textural, el tamaño de grano arenas es mucho mayor (alcanza el 38% en algunas muestras), con dominio de cuarzo hialino. Esta fracción tiene un componente bioclástico muy significativo. El sedimento tiene un color gris muy claro (10YR 7/1). Los valores de carbonatos son altos (alrededor del 70% en todas las muestras) y el contenido en materia orgánica es ligeramente menor que en las unidades anteriores, excepto la muestra 52, donde se registra el valor de 8% (Figura 39.-).

Unidad V (BL). Desde la cota 6,50 a 5,60 m b.n.m. (muestra 50 - 42). La asociación dominante es *A. tepida* (71,07%), *H. germanica* (15,31%), *M circularis* (4,61%), *P. eburnea* (3,78%), *C. excavatum* (2,09%), *A. beccarii* (1,64%) y *A. longirostra* (0,33%). En esta unidad la especie *C. excavatum* ya no es tan dominante y es reemplazado por *M. circularis*. Aparece de forma puntual la especie adaptada a ambientes hiposalobres *C. involvens*. En cuanto a la tafonomía el tamaño de los caparzones es mucho menor y las especies más marinas presentan peor estado de conservación. En esta unidad también se encuentran gasterópodos, fragmentos de conchas de bivalvos y restos vegetales.

Los índices de diversidad, muestran un descenso de la diversidad de alfa de Fisher (1,37). La diversidad específica se sitúa en torno a 7 especies/muestra, similar a la unidad III. Es notable el aumento de densidad de ind/gr respecto a las unidades subyacentes, (alrededor de 7700); en general la densidad de foraminíferos en este testigo es mayor respecto al resto de los sondeos estudiados (Tabla 14.-).

Desde el punto de vista sedimentológico, la granulometría dominante son limos y arcillas, con arenas de color gris claro (10YR 7/1). Los valores de carbonatos son menores (en torno al 60%) y el contenido en materia orgánica también (cercano a 0 en la mayoría de las muestras) (Figura 39.-).

Unidad VI (BLM). Desde la cota 5,60 hasta 4,80 m b.n.m (muestras 41 - 34). Esta unidad tiene 60 cm de espesor. En la asociación dominante aumenta la abundancia relativa de las especies más marinas *A. beccarii* (7,38%), *A. longirostra* (1,95%) en detrimento de las más salobres, como *A. tepida* (55,79%) y *H. germanica* (14,16%). Destaca la aparición de las especies *R. globularis*, *P. mediterranensis*, *A. mamilla*, *N. lucifuga*, *C. lobatulus*, *R. mediterranensis*, *Sigmoilina grata* (Terquem) (**Anexo II. Tablas**). El porcentaje de taxones marinos alcanza los valores máximos en esta unidad (9,33%). En cuanto a la tafonomía, los caparazones marinos muestran un grado de conservación óptimo y un tamaño de ejemplares significativamente notable, se observan muchos miliolidos en fases juveniles. La especie *A. beccarii* presenta caparazones bien preservados y bien desarrollados.

Se observa de nuevo la aparición de especies marinas y restos de *Posidonia oceanica* en practicamente todas las muestras del paquete (41-35), además de muchas conchas de bivalvos como *Abrava ovata* y gasterópodos.

Esta unidad muestra los índices de diversidad más elevados de todo el sondeo, siendo el alfa de Fisher cercano a 4, indicativo de un ambiente más marino en un contexto lagunar; el índice de Shannon presenta valores cercanos a 2. La diversidad específica se sitúa en torno a 15, aunque destaca la muestra 39 con 26 especies. Los valores de dominancia son los más bajos del testigo, con valores que oscilan entre 0,2-0,4. Los valores medios de densidad de individuos son los máximos en este testigo (Tabla 14.-, Figura 39.-).

El análisis textural muestra una mezcla de arcillas y limos arenosas de color gris muy claro (10YR 7/1). Se identifican granos heterométricos de calcita, cuarzo hialino y blanco. Se registra un aumento de la fracción arena a una cota de 5 m b.n.m, que corresponde con un aumento muy significativo del componente biogénico, siendo notable en todas las muestras pero de forma destacable en esta cota, donde las arenas alcanzan el 64%. Respecto a la materia orgánica destacan valores elevados (cerca de 8) (Figura 39.-).

Unidad VII. Desde la cota 4,8 hasta 2,6 m b.n.m. En esta unidad en función del contenido micropaleontológico y la sedimentología se han podido distinguir dos subunidades.

Subunidad VIIa (BL). Entre las cotas 4,80 hasta 3,1 m b.n.m (muestras 33 - 17). El contenido micropaleontológico desciende en diversidad específica y está formado por la asociación de especies salobres *A. tepida* (68,61%), *H. germanica* (15,3%) y *C. excavatum* (3,39%) y, en menor medida *P. eburnea* (1,70%) y *M. circularis* (1,24%). Los valores de especies marinas como *A. beccarii* y *A. longirostra* son cercanos a 0. Se observan fragmentos de ostrácodos, bivalvos, carofitas y gasterópodos, en peor estado de conservación. Desde un punto de vista tafonómico, los caparazones de especies más marinas se encuentran fragmentados y rodados.

En cuanto a la diversidad, el número de taxones disminuye significativamente y, por tanto, los índices. Además, las densidades son notablemente menores (Tabla 14.-) con un mínimo de 30 ind/gr en la muestra 17 (**Anexo II. Tablas**).

En relación a la sedimentología, la granulometría dominante continua siendo de limos y arcillas con valores entre un 80-90%. Domina el color gris (5Y 5/1).

Hacia el techo de la unidad se observa un aumento del tamaño de arena (Figura 39.-). La proporción de carbonatos disminuye en comparación con unidades anteriores (en torno al 50%); destacan dos muestras con un 100% del contenido en carbonatos (muestra 21 y 18), coincidiendo con el aumento del tamaño arena de origen biogénico. El contenido en materia orgánica sigue siendo elevado, aunque con fluctuaciones; la muestra 18 presenta el máximo, con un 10%.

Subunidad VIIb (BM). Entre las cotas 3,1 y 2,6 m b.n.m. (muestras 16 - 12). La asociación dominante se vuelve más restringida, formada exclusivamente por las especies salobres *A. tepida* (87,43%), *H. germanica* (6,19%) y *C. excavatum* (5,47%) junto con la presencia de algas carofitas y restos vegetales.

Los valores de diversidad continúan siendo bajos, así como la densidad ind/gr. La diversidad específica se sitúa en torno a una media de 4 especies por muestra (Tabla 11.-).

En lo referente al estudio sedimentológico, domina el material limo y arcilloso grisáceo (5Y 2/1) con un aumento hacia techo de la fracción arenosa (muestras 16 y 15), donde alcanza el 50%. Los carbonatos también aumentan en estas cotas (Figura 39.-). Los valores de materia orgánica son los más altos analizados en la columna, con un valor máximo del 12% en la muestra 13.

Unidad VIII. Desde la cota 2,6 hasta 1,3 m b.n.m. (muestras 11-1, en foraminíferos 11-6). La asociación dominante esta formada por: *A. tepida* (87,43%), *H. germanica* (6,19%) y *C. excavatum* (5,47%), aunque es reseñable el incremento en la abundancia de *P. eburnea* (4,20%) (Tabla 11.-).

Respecto a la diversidad solo se han tenido en cuenta para el cálculo las muestras con foraminíferos (de la 11 a la 6), ninguna de ellas alcanzaba los 300

individuos. Únicamente la muestra 11 alcanza los 100 ejemplares, por tanto, no se han calculado los índices de diversidad. Solo se mantiene el índice de densidad que disminuye significativamente(Tabla 11.-).

Desde el punto de vista sedimentológico, la granulometría dominante son limos y arcillas, con alguna pasada de fracción arenosa. Se observan abundantes restos vegetales y carofitas. La materia orgánica presenta valores altos (Figura 39.-). En la base de esta unidad se observan precipitados de rizotúbulos que corresponde con el aumento de la variable carbonatos.

Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.

La distribución de especies en este sondeo, en concreto las especies menos abundantes, hace que sea más complicado establecer patrones de distribución. Es por ello que el análisis clúster no consigue agrupar las muestras por similitudes, indicando una alta variabilidad entre las muestras, tanto en número de especies como en factores ambientales. Por tanto, este análisis no consigue representar los paleoambientes identificados mediante el estudio detallado de las variables ambientales y la micropaleontología.

Para el análisis estadístico de RDA se han incluido las siguientes variables ambientales: contenido en arenas, contenido en limos y arcillas, contenido en materia orgánica y contenido en carbonatos; todas ellas se relacionan con la asociación de foraminíferos bentónicos registrada. En el RDA analizado se observa que la variable materia orgánica es la que explica mejor en la distribución de los organismos (Tabla 15.-). La varianza explicada por la distribución entre las especies muestra los valores más bajos hasta ahora analizados. El resultado de este análisis junto con el clúster no responde adecuadamente al análisis planteado.

RDA						
<i>SAL3</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.068	0.010	0.471	0.217		
Species-environment correlations	0.363	0.288	0.00	0.00		
Cumulative percentage variance of species data	6.8	7.8	54.9	76.6		
of species-environment relation	87.1	100.0	0.00	0.00		
Correlation						
Organic matter	0.9626	-0.2709	0.0000	0.0000	3.784	<0.019
RDA						
<i>SAL4</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.177	0.028	0.007	0.385		
Species-environment correlations	0.605	0.499	0.391	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	17.7	20.6	21.2	59.8		
of species-environment relation	83.5	96.9	100	0.0		
Correlation						
<0.063mm	0.9346	-0.3557	0.0088	0.0000	7.334	<0.003
>0.063 mm	-0.9346	0.3557	-0.0088	0.0000	7.334	<0.003

Tabla 15.- *Valores estadísticos de los análisis realizados con las asociaciones de foraminíferos bentónicos de los sondeos SAL 3 y SAL 4 y su correlación con las variables ambientales analizadas.*

Aunque los resultados se toman con cautela, la dominancia de la variable materia orgánica puede ser consecuencia de un medio más productivo.

4.4.2. Interpretación paleoambiental SAL 3

En el sondeo SAL3 las características sedimentológicas y micropaleontológicas permiten distinguir 8 unidades que reflejan distintos paleoambientes (Figura 38.-, Tabla 16.-).

SAL 3				
Paleoenvironmental unit		Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils
UNIT VIII (FL) Samples 11-1 (2.3 m b.s.1 to 1.7 m b.s.1)		Foraminifera only in samples from the bottom of the unit (11-6), increase proportion of organic matter and decrease of relative abundance. Samples with less of 100 foraminifera test.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i>	Broken shells, rhizotubule precipitates is observed and carophytes remains.
UNIT VII Samples 33-12 (4.7 m b.s.1 to 2.3 m b.s.1)	UNIT VIIb (BM) Samples 15-12 (2.8m b.s.1 to 2.3 m b.s.1)	More restrictive environment as a brackish marsh with low diversity.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i>	Vegetal remains and carophytes.
	UNIT VIIa (BL) Samples 33-17 (4.7 m b.s.1 to 2.8 m b.s.1)	Brackish species and low diversity indeces.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Miliolinella circularis</i>	Shells from marine origin poorly preserved, Fragment of ostracod, bivalves and gastropods. Also presence of carophytes.
UNIT VI (BLM) Samples 41-34 (5.3 m b.s.1 to 4.7 m b.s.1)		Mixed associations, increasing the dominance of marine species, puntual presence of species such <i>Rosalina mediterraneensis</i> , <i>Planorbulina mediterraneensis</i> , <i>Asterigerinata mamilla</i> , <i>Nubecularia lucifuga</i> , <i>Lobatula lobatula</i> . High diversity indeces, the higher density from all units.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Adelosina longirostra</i>	Fragments of bivalves (<i>Abra ovata</i>), gastropods and <i>Posidonia oceanica</i> . Marine species well preserved.
UNIT V (BL) Samples 50-42 (6.2 m b.s.1 to 5.3 m b.s.1)		More dominance of species from brackish water and less presence of marine origin. Puntual appearance of species from hiposaline environments. High increase of <i>Miliolinella circularis</i> and foraminifera with smallest size.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Ammonia beccarii</i>	Presence of gastropods, bivalve fragments and high proportion of post mortem valves.
UNIT IV (BLM) Samples 65-51 (7.8 m b.s.1 to 6.2 m b.s.1)		Mixed association, species from brackish water and marine origin. High diversity indeces and puntual presence of species such <i>Rosalina mediterraneensis</i> , <i>Planorbulina mediterraneensis</i> y <i>Massilina secans</i> .	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Adelosina laevigata</i> , <i>Ammonia beccarii</i>	Fragments of bivalves (<i>Abra ovata</i> and <i>Cerastoderma</i> spp.), gastropods and ostracods and vegetal remains were observed. High proportion of biogenic sands.
UNIT III (BL) Samples 74-66 (8.7 m b.s.1 to 7.8 m b.s.1)		Species from brackish water, low diversity indeces, shells poorly preserved, more restrictive environment.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Haynesina germanica</i>	Fragments of bivalves and ostracods and vegetal remains were observed. High organic content.
UNIT II (BL) Samples 100-75 (11.4 m b.s.1 to 8.7 m b.s.1)		The assemblage of foraminifera found is from brackish waters with puntual presence of eurihaline species such <i>Aubignyna perlucida</i> and presence of more marine species at the top.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Criboelphidium excavatum</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Miliolinella circularis</i>	Brackish ostracods (<i>Cyprideis torosa</i>) in live position to the top, terrestrial gastropods and vegetation fragments at the bottom. High biogenic levels in the samples.
UNIT I (A) Samples 114-100 (14 m b.s.1 to 11.4 m b.s.1)		No foraminifer tests were reported, some ostracods were observed.	-	

Tabla 16.-

Paleoambientes del sondeo SAL 3.

La **Unidad I (A)** se identifica como un paquete aluvial, caracterizado por la ausencia de evidencias micropaleontológicas y escasos aportes de materia orgánica.

A continuación se establece una laguna salobre, **Unidad II (BL)**, con registro de procesos que indican un medio más restrictivo. La asociación dominante que identifica este paleoambiente está formada por las especies salobres *A. tepida*, *C. excavatum*, *H. germanica*, *P. eburnea*, *M. circularis* y *A. perlucida*. En la cota 9,4 m b.n.m, se observa un ascenso en la proporción de carbonatos y descenso en el contenido de materia orgánica, indicando un momento de cambio en el ambiente. En cuanto al contenido granulométrico se observa un repunte del contenido en arenas y una disminución de los limos y arcillas

La variación del contenido granulométrico en el techo de la unidad se interpreta como un cambio a un ambiente más restringido, con precipitados de carbonato cálcico y muchos restos faunísticos. Esto se relaciona con un momento de saturación y de descenso en la columna de agua. Los caparazones bien conservados indican un evento menos energético. Dentro de la unidad se obtuvo una datación a 11,3 m b.n.m de C^{14} , que dio una edad de 8.418 ± 77 cal yr BP, y otra a 9 m b.n.m una edad de 7.870 ± 75 cal yr BP.

En la **Unidad III (BL)** la laguna continua cerrada pero muestra condiciones de mayores restricciones respecto a la unidad anterior, ya que se registran únicamente tres especies de aguas salobres: *A. tepida*, *H. germanica* y *C. excavatum*. La ausencia de fracción arenosa y el aumento de aportes orgánicos señala las condiciones más restrictivas y de menor energía del ambiente.

La laguna presenta en la **Unidad IV (BLM)** una clara conexión con el mar abierto, lo que se infiere a partir de las evidencias micropaleontológicas y

sedimentológicas. En la asociación de foraminíferos aparecen especies típicas de ambientes más marinos aunque no de forma muy dominante. Lo altos índices de diversidad, la presencia de asociación mezclada y la fauna marina corroboran esta conexión. Hacia el techo de la unidad los caparzones marinos más rodados indican un cambio de condiciones del ambiente.

La **Unidad V (BL)** muestra de nuevo el aislamiento de la laguna de mar abierto, con un paleoambiente de laguna salobre mucho más restrictiva incluso que en la unidad II. Se caracteriza por una asociación de especies salobres con ausencia de especies más marinas. El descenso de la proporción de carbonatos y el aumento de la proporción de limos y arcillas indica un ambiente menos energético. En esta unidad se han obtenido varias dataciones con las siguientes edades: 4.776 ± 683 cal yr BP (AAR), 4.706 ± 106 cal yr BP y, en el techo, 4.550 ± 442 cal yr BP (AAR).

La recuperación de la conexión con el medio marino se registra en la **Unidad VI (BLM)**. Esta comunicación con el mar abierto es más marcada respecto a la unidad IV, como indican los restos de *Posidonia oceanica* y la importancia de las especies marinas. Destacan algunas especies como *R. globularis*, *P. mediterraneensis* o *A. Mamilla*, con caparzones bien preservados, lo que indicaría una comunicación continua no vinculada a episodios puntuales de tormenta. La diversidad de estas muestras es elevada y refleja un ambiente muy rico en organismos tanto de origen marino como salobre.

En la **Unidad VII** la laguna salobre va aislando de forma definitiva (subunidad VII a(BL)). Este paleoambiente se infiere de la asociación dominante formada por las especies salobres, similar a la identificada en la Unidad II. La importancia del tamaño de grano limos y arcilla (cerca del 90%) indica un ambiente menos energético donde el mecanismo de sedimentación sea la

decantación. A 3,8 m b.n.m una datación refleja la edad de 1.922 ± 92 cal yr BP. En la subunidad VIIb (BM) el contenido micropaleontológico con una asociación más restringida (*A. tepida*, *H. germanica* y *C. excavatum*) y la presencia de un alto contenido en materia orgánica y restos indican condiciones redox, lo que se ha interpretado como un marjal de aguas salobres. La vegetación que aparece tiene un origen más terrestre, lo que indica procesos más relacionados con la influencia del río Turia.

Por último, la **Unidad VIII** indica un ambiente de marjal oligohalina. inferido por la desaparición progresiva hacia techo de los foraminíferos y por la presencia de carofitas. En la base de esta unidad se observan unas facies con precipitados de rizotúbulos que se interpretan como momentos de saturación y descenso de la columna de agua. En el techo de la unidad se detectan pasadas de arenas que pueden deberse a procesos fluviales o de colmatación. A 2,3 m b.n.m hay una datación que indica una fecha de 1.575 ± 32 cal yr BP.

4.5. Sondeo SAL 4

En este sondeo se han determinado distintos paleoambientes en función de las variables sedimentarias, de las asociaciones principales de foraminíferos y de su relación a través de correlaciones estadísticas. En concreto se han analizado 71 muestras desde el punto de vista sedimentológico, contenido en carbonato cálcico y materia orgánica y 49 desde el punto de vista micropaleontológico. Las 22 muestras de la base del sondeo no presentaban foraminíferos. Se han analizado un total de 9.038 individuos que se agrupan en 48 especies de cuatro ordenes diferentes Lagenida, Miliolida, Rotaliida, y Textulariida.

En este sondeo se obtuvieron 3 dataciones de C^{14} y 2 mediante racemización de aminoácidos (Tabla 5.-, Tabla 13.-). Se ha interpretado como anómala la datación obtenida a una cota de 2,85 m b.n.m (1.127 ± 93 cal yr BP), ya que daba una edad más antigua respecto a la ofrecida por la muestra inferior. En función de estas edades calibradas se han determinado los ratios de acreción del sondeo. Entre la cota 5,6 m b.n.m (6.727 ± 671 cal yr BP (AAR)) y 5,3 m b.n.m (5.683 ± 152 cal yr BP (AAR)) los valores de sedimentación son los más bajos del testigo ($0,28$ mm yr⁻¹). A partir de esa cota hasta 3,3 m b.n.m (2.212 ± 90 cal yr BP) los valores ascienden a $0,57$ mm yr⁻¹. Entre 3,3 m b.n.m y 2,2 m b.n.m (1.340 ± 44 cal yr BP) los valores ascienden considerablemente a $1,2$ mm yr⁻¹. Desde esa cota hasta 1,7 m b.n.m (588 ± 170 cal yr BP) se obtiene un valor de $0,66$ mm yr⁻¹. Desde este punto hasta el techo del sondeo la acreción es máxima ($1,58$ mm yr⁻¹). La velocidad de sedimentación media del sondeo es de $0,83$ mm yr⁻¹.

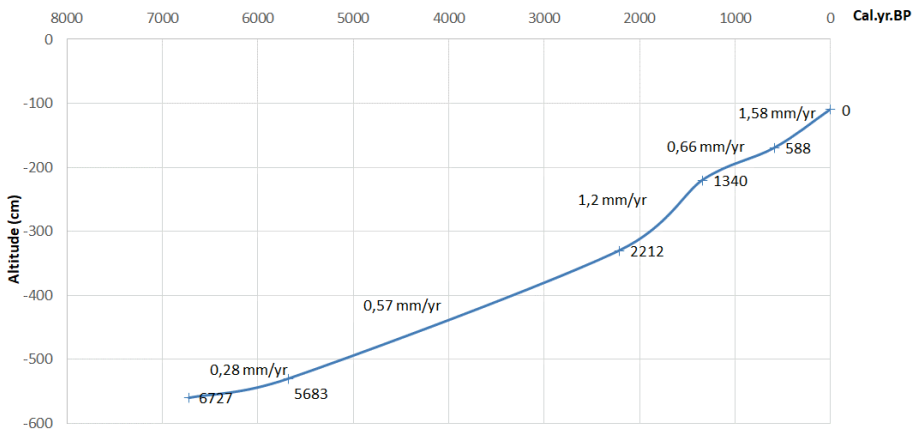


Figura 40.- Ratios de sedimentación sondeo SAL 4

4.5.1. Micropaleontología y variables ambientales SAL 4

Se han identificado once especies dominantes que representan el 96,64% de la asociación, de los cuales el 87% son del orden Rotaliida, el 12,8% del orden Miliolida. Las especies dominantes son *A. tepida* (70,93%), *H. germanica* (8,03%), *P. eburnea* (4,71%), *M. circularis* (2,93%), *C. excavatum* (2,73%), *A. beccarii* (2,29%), *A. bicornis* (1,34%), *A. longirostra* (1,28%), *M. secans* (1,07%), *T. trigonula* (0,72%) y *R. globularis* (0,61%).

De todos los sondeos estudiados, este testigo es el más variable en cuanto a asociaciones dominantes. Este análisis micropaleontológico junto con el estudio de las variables ambientales permite diferenciar las unidades descritas a continuación (Figura 41.- Figura 42.- Tabla 17.- Tabla 18.- **Anexo II. Tablas**).

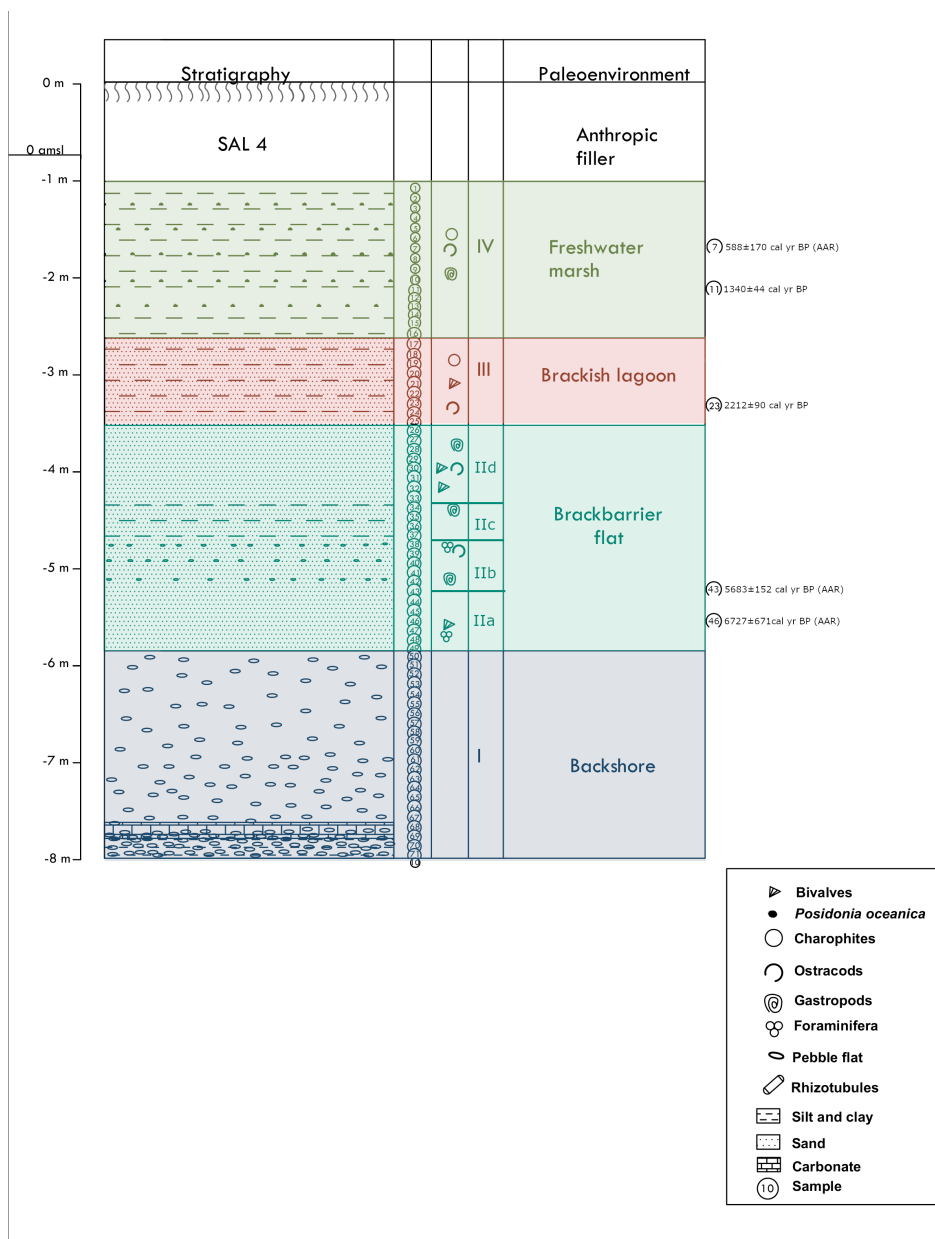


Figura 41.- Unidades litoestratigráficas, interpretación de foraminíferos, cronología y sucesión de fases paleoambientales a lo largo del registro SAL 4.

Unidad I (B). Desde 8,2 m hasta 5,9 m b.n.m. (muestras 71 - 50). Este paquete no presenta evidencias micropaleontológicas, la litología dominante son gravas aplanadas y redondeadas, con arenas finas y medias (30%) de cuarzo

hialino de colores variables aunque predomina un color grisáceo (10YR 7/1). Se observa presencia de carbonatos así como una mayor concentración de gravas en la base del sondeo (~80%) (muestra 71). Los valores de carbonatos oscilan entre 17% y 45%.(Figura 42.-).

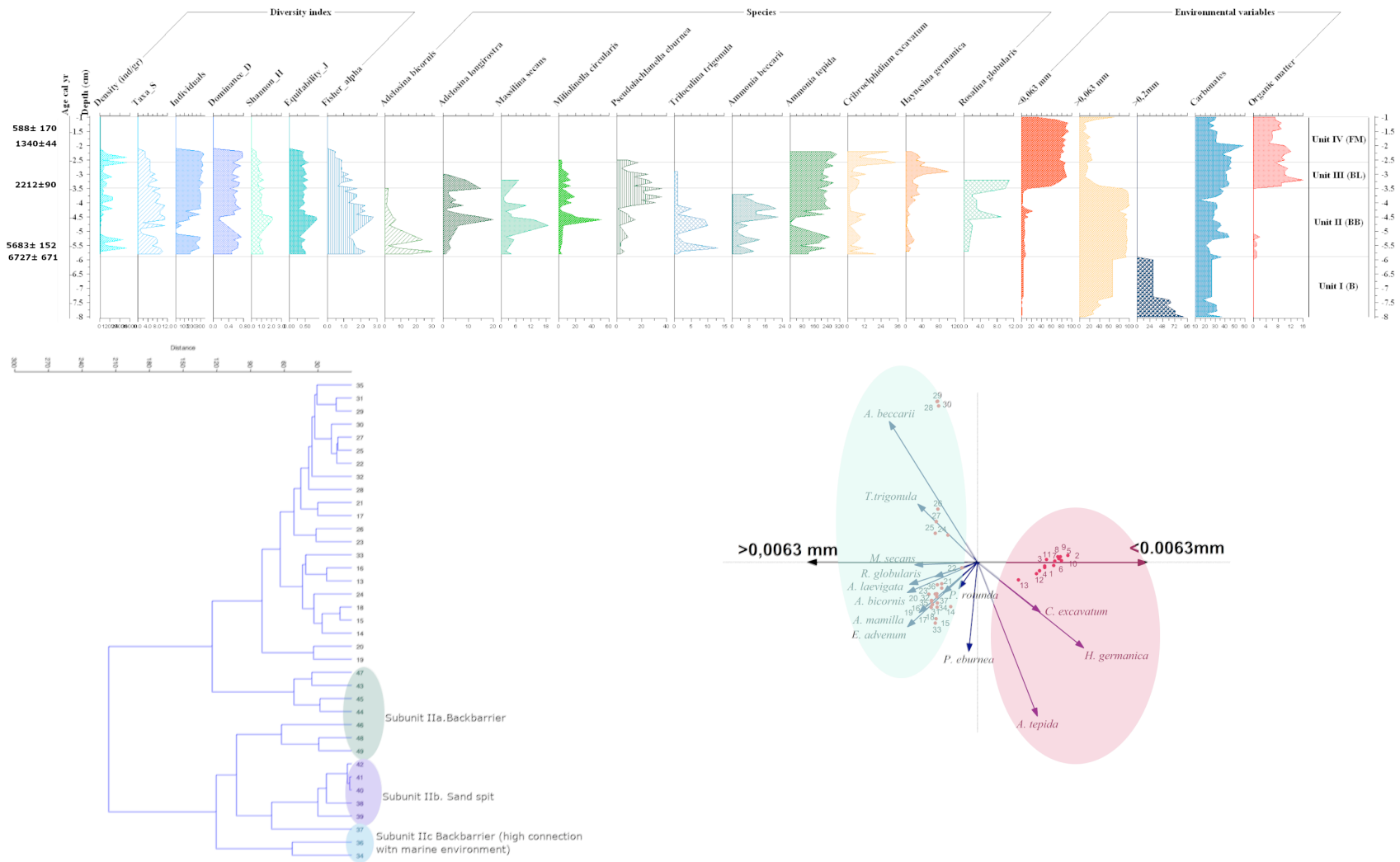


Figura 42.- Arriba: Diagrama de composición incluyendo las variables clave. Abajo: Análisis multivariante basado en los foraminíferos bentónicos: correlación mediante el análisis cluster tipo Q de la distribución de las especies y variables ambientales, en el análisis de redundancia (RDA) del sondeo SAL4.A. *laevigata*=*A. longirostra*.

Unidad II (BB). Entre las cotas 5,9 y 3,6 m b.n.m, (muestras 49-26). Dentro de esta unidad desde el punto de vista micropaleontológico se observan cambios significativos entre las muestras, por tanto, se ha dividido en cuatro subunidades.

Subunidad IIa. Desde la cota 5,9 a 5,2 m b.n.m. (muestras 49 - 43). La asociación dominantes esta formada por la mezcla de especies salobres y marinas: *A. tepida* (73,01%), *A. bicornis* (5,85%), *H. germanica* (4,44%), *C. excavatum* (3,45%), *A. beccarii* (2,53%), *T. trigonula* (1,2%), *P. eburnea* (1,9%), *M. circularis* (0,9%), *M. secans* (0,8%), *A. mamilla* (0,74%), *Elphidium advenum* (Cushman, 1922) (0,62%) y *P. rotunda* (0,55%). La asociación marina alcanza una abundancia acumulada de 13,25%. Se aprecian restos de *Posidonia oceanica*. Desde un punto de vista tafonómico, se observan especies rodadas y rotas, algunas de ellas reelaboradas de depósitos anteriores. Además, se constatan fragmentos de bivalvos y gasterópodos erosionados.

En el aspecto micropaleontológico algunas de las muestras no alcanzan los 300 individuos pero sí los 100 (excepto la muestra 46), por lo que se han tenido en cuenta para los índices de diversidad. En esta subunidad las muestras presentan una diversidad específica media de 8 especies/muestra y los valores de dominancia oscilan entre 0,5 a 0,7. Los índices de diversidad de Shannon están en torno a 1 y el alfa de Fisher es alrededor de 1,7 (Tabla 17.-).

MEDIUM VALUES	Unit I (A)	Unit II (BB)				Unit III (BL)	Unit IV (FM)
		Subunit IIa	Subunit IIb	Subunit IIc	Subunit IId		
Taxa_S	-	8.14	-	10.00	8.63	5.40	3.00
Individuals	-	219.29	-	179.50	296.38	309.70	320.00
Dominance_D	-	0.61	-	0.36	0.59	0.60	0.76
Shannon_H	-	0.91	-	1.58	0.94	0.81	0.47
Equitability_J	-	0.43	-	0.68	0.44	0.48	0.42
Fisher_alpha	-	1.72	-	2.36	1.67	0.94	0.46
Density ind/gr	-	11480.35	360.50	2281.19	7754.74	8507.37	15222.22
Relative abundances %							TOTAL
Millioida							
<i>Adelosina bicornis</i>	-	5.85	-	1.55	-	-	1.34
<i>Adelosina longirostra</i>	-	-	-	5.81	1.60	-	1.28
<i>Massilina secans</i>	-	0.80	-	2.97	-	-	1.07
<i>Miliolinella circularis</i>	-	0.92	-	11.61	2.96	2.07	2.93
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	-	1.91	-	4.90	7.44	4.84	4.71
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	-	0.55	-	0.77	-	0.51	-
<i>Triloculina trigonula</i>	-	1.23	-	1.94	-	-	0.72
Rotaliida							
<i>Ammonia beccarii</i>	-	2.53	-	7.35	3.00	-	2.29
<i>Ammonia tepida</i>	-	73.01	-	47.87	73.60	74.19	86.25
<i>Asterigerinata mamilla</i>	-	0.74	-	-	-	-	-
<i>Criboelphidium excavatum</i>	-	3.45	-	4.13	0.58	3.34	5.38
<i>Elphidium advenum</i>	-	0.62	-	-	-	-	-
<i>Haynesina germanica</i>	-	4.44	-	2.71	6.09	13.18	7.65
<i>Rosalina globularis</i>	-	-	-	1.81	0.95	-	0.61

Tabla 17.- Índices de diversidad y especies dominantes del sondeo SAL 4.

Desde el punto de vista textural, esta unidad se caracteriza por contenido en arenas con valores alrededor de 90%, con litologías dominantes de granos heterométricos de cuarzo hialino y calcita de colores variables junto con cantos rodados. El sedimento de color gris claro (10YR 7/1). Los carbonatos descenden ligeramente con valores alrededor del 20%, y el contenido en materia orgánica es también bajo, con valores medios cercanos a 1 (Figura 42.-).

Subunidad IIb. Entre las cotas 5, 2 y 4,7 m b.n.m. (muestras 42-38). En estas muestras no se han encontrado foraminíferos excepto en una muestra (39), donde se han contabilizado 83 caparazones. Las 4 muestras juntas no alcanzan los 100 individuos. La representatividad, por tanto, no tienen la suficiente confianza para analizarlo la diversidad de forma estadística. No obstante, las especies con más individuos encontrados en esas muestras han sido *M. secans* y *A. beccarii*, y tafonómicamente muchos de ellos parecen

resedimentados, dadas las señales de transporte. En cuanto a otros organismos, aparecen fragmentos erosionados de bivalvos y gasterópodos.

Se observa dominancia de la fracción arenas (granos de cuarzo hialino de color variable) con presencia de fracción de cantos y gravas de morfologías aplanadas. El sedimento presenta un color gris claro (10YR 7/1). En esta unidad el porcentaje de carbonatos aumenta sus concentraciones, siendo el valor medio de 35% (Figura 42.-).

Subunidad IIc. Desde la cota 4,7 m b.n.m hasta la 4,3 m b.n.m, (muestras 37-34). La asociación dominante esta formada por un mezcla de especies salobres y marinas: *A. tepida* (37,87%), *M. circularis* (11,61%), *A. beccarii* (7,35%), *A. longirostra* (5,81%), *P. eburnea* (4,90%), *C. excavatum* (4,13%), *M. secans* (2,97%), *H. germanica* (2,71%), *T. trigonula* (1,94%), *R. globularis* (1,81%), *A. bicornis* (1,55%) y *P. rotunda* (0,57%). Los valores de abundancia de *A. tepida* son los menores de todos los sondeos estudiados. La abundancia de los foraminíferos marinos es la más elevada (33,81%). Desde un punto de vista tafonómico algunos caparazones muestran roturas. Se observan gasterópodos y fragmentos de bivalvos.

En esta unidad no se alcanza los 300 individuos por muestra aunque si los 100, por lo que se han tenido en consideración los resultados de los índices de diversidad. Los índices de Shannon y Alfa de Fisher son los más altos de todo el testigo, rondando valores cercanos a 2 (alfa de Fisher). El número de taxones por muestra es el más alto de todo el sondeo (Tabla 17.-) y la densidad tiene los valores más bajos.

Respecto a los resultados sedimentológicos, el tamaño de grano arenas con cuarzo hialino heterométrico de color variable continua dominando el sustrato (casi el 90%), aunque las muestras 36 y 34 presentan una proporción

de limos y arcillas en torno a un 20% (Figura 42.-). En estas muestras la proporción de carbonatos descende. El estrato de 40 cm de espesor muestra un color gris claro (10YR 7/1).

Subunidad IId. Entre 4,3 y 3,6 m b.n.m. (Muestras 33-26). En lo referente al contenido micropaleontológico la asociación dominante es una mezcla de especies salobres y marinas: *A. tepida* (73,6%), *P. eburnea* (7,44), *H. germanica* (6,09%), *A. beccarii* (3%), *M. circularis* (2,9%), *A. longirostra* (1,6%), *R. globularis* (0,95%) y *C. excavatum* (0,58%). Las abundancias relativas acumuladas de los taxones marinos son un 5,55% del total. Desde el punto de vista tafonómico muchos de los caparazones están erosionados y rodados tanto las conchas de la asociación salobre como la marina. Hacia el techo de la unidad se encuentran gasterópodos.

Los valores de diversidad son muy similares a los identificados en la anterior unidad, aunque disminuye el número de taxones por muestra. Casi todas las muestras tienen 300 individuos.

El estrato tiene 80 cm de espesor y un color gris claro (10YR 7/1). La textura esta compuesta por arenas con cuarzo heterométrico de color variable y los valores de carbonatos se mantienen constantes (Figura 42.-).

Unidad III (BL). Desde la cota 3,6 hasta 2,6 m b.n.m.(muestras 25 – 17). Desde el punto de vista micropaleontológico, la asociación dominante presenta menor número de especies y es de carácter salobre: *A. tepida* (74,19%), *H. germanica* (13,18%), *P. eburnea* (4,84%), *C. excavatum* (3,34%), *M. circularis* (2,07%) y *P. rotunda* (0,51%). Las abundancias de las especies marinas muestran valores muy bajos (0,51%). Desde el punto de vista tafonómico las especies marinas se encuentran en mal estado de conservación. Aparecen muchos fragmentos de bivalvos salobres (*Abra ovata*), gasterópodos bien

preservados y ostrácodos con valvas articuladas (*Cyprideis torosa*). Hacia el techo de la unidad es muy abundante la presencia de carofitas.

En cuanto a los valores de diversidad esta unidad presenta valores en general menores que los analizados hasta ahora en el sondeo. El alfa de Fisher tiene valores menores a 1. Y la dominancia es alrededor de 0,7 (Tabla 17.-).

El sedimento presenta un color gris claro (10YR 7/1) con arenas formadas por granos de cuarzo heterométrico de color variable. Hacia techo un color marrón pálido (10YR 6/3) con una textura limo arcillosa (hasta el 80%), con escasa proporción de arenas y muchos restos vegetales (Figura 42.-). Los valores de materia orgánica son elevados (entre el 9 al 11%) y el porcentaje de carbonato cálcico es superior a los valores hasta ahora registrados (40%).

Unidad IV (FM). Entre las cotas 2,6 y 1 m b.n.m.(muestras 16-1). Respecto a los foraminíferos solo aparecen en la base (muestras 16 - 14). A partir de la cota 2,2 m b.n.m ya no se registran. La asociación en esta unidad presenta las especies salobres: *A. tepida* (86,25%), *H. germanica* (7,65%) y *C. excavatum* (5,38%). Aparece de forma puntual la especie *D. aguayoi* asociada de forma frecuente a albuferas y marjales actuales (Guillem, 2007). Desde una perspectiva tafonómica los caparazones están bien preservados. Hacia techo aparecen gasterópodos y, ostrácodos de agua dulce (*I. gibba*) así como restos de carofitas.

En consecuencia, los valores de dominancia muestran valores elevados (0,7) y los valores de diversidad son los más bajos de todo el sondeo (alrededor de 0,4). Destaca en esta unidad la densidad de individuos en las muestras, siendo los valores más altos de todo el sondeo (Tabla 17.-).

La unidad tiene una potencia de 1,6 m, que en la base presenta una textura limo arcillosa de color marrón grisáceo (10 YR 5/2). Se puede observar una alternancia de estos limos y arcillas con textura arenosa formada por granos de precipitados de carbonato y granos heterométricos hialinos de color variable, pero con predominancia de un color amarillo pálido (10 YR 8/3). Hacia techo los restos vegetales son muy abundantes (Figura 41.-).

Correlación estadística entre foraminíferos y variables ambientales.

El análisis clúster ha permitido diferenciar algunos de las unidades identificadas, sobre todo en la base del sondeo (Figura 42.-). En primer lugar las muestras entre la 49 y la 43 forman un grupo asociado a la Subunidad IIa con arenas y cantos rodados y foraminíferos de aguas de salinidad marina, como la especie estenohalina *A. bicornis*, muy frecuente en el Mediterráneo, o *A. mamilla*, típica de salinidades oscilantes entre 32-37‰ (Murray, 2006), de fondos arenosos y praderas de fanerógamas marinas (López-Belzunce *et al.*, 2014).

El segundo grupo engloba a la Subunidad IIb (muestras 42 – 39), en el que destacan muestras sin foraminíferos y con un alto contenido en carbonatos y arenas. Por último, un tercer grupo asociado a la Subunidad IIc, agrupa las muestras con alta proporción de foraminíferos estenotópicos y aumento de la fracción limo y arcillas. Destaca la presencia de las especies: *M. circularis* especie estenohalina frecuente en el Mediterráneo en praderas de *Posidonia oceanica* y a sustratos limoarenosos (Usera y Blázquez, 1997); la especie *M. secans* estenotópica de habitats marinos litorales (Murray, 1971) y epífita de rizomas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970); la especie *T. trigonula*, estenotópica y muy frecuente en el Mediterráneo, asociada praderas de *Posidonia oceanica* y sedimentos limosos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997); y por último, la especie *R. globularis*, estenotópica y de hábitat marino.

La dificultad de encontrar más agrupaciones por la similitud de las muestras indica un ambiente muy variable, que está en consonancia con la posición del sondeo cercana a la barrera.

Para el análisis estadístico de RDA se han incluido las siguientes variables ambientales: contenido en arenas, contenido en limos y arcillas, contenido en materia orgánica y contenido en carbonatos; todas ellas se relacionan con la asociación de foraminíferos bentónicos registrada. En los resultados del análisis RDA se observa que la variable que mejor explica la distribución de las especies del sondeo es el tamaño de grano. Tanto el tamaño arenas como limos y arcillas explica un 85,3 % de la distribución de los datos (Tabla 15.-, Figura 42.-). Los niveles de confianza de esta variable es elevada, el resto de variables no tienen valores significativos a nivel estadístico.

Respecto a la asociación de las especies con las variables, destacan las especies *H. germanica*, *C. excavatum* que se vinculan a la variable tamaño de grano limos y arcillas. Mientras que las especies *M. secans*, *R. mediterranensis*, y *A. beccarii*, *T. trigonula*, *A. longirostra*, *A. bicornis*. *E. advenum*, *A. mamilla* se explican con mayor contenido en arenas. En cuanto a las muestras, las más superficiales se agrupan a la derecha de la imagen junto con la variable limos y arcillas (Figura 42.-).

4.5.2. Interpretación paleoambiental SAL 4

En el sondeo SAL4 desde el punto de vista paleoambiental, las características sedimentológicas y micropaleontológicas permiten distinguir cuatro paleoambientes (Figura 41.- Tabla 18.-).

SAL 4				
Paleoenvironmental unit	Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils	
UNIT IV (FM) Samples 16-1 (2.6 m b.s.l to 1 m b.s.l)	Brackish species dominance only three taxes. Puntual appearance of <i>D. aguayoi</i> . High density in samples.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Cribrorophidium excavatum</i>	Foraminifera shells well preserved, freshwater gastropods, ostracods and charophytes remains.	
UNIT III (BL) Samples 25-1 6(3.5 m b.s.l to 2.6 m b.s.l)	Less diversity, dominance of foraminifera species from brackish environments.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Cribrorophidium excavatum</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Pseudotriloculina rotunda</i>	Brackish bivalves (<i>Abra ovata</i>), ostracods in live position (<i>Cyprideis torosa</i>) and charophytes tot the top. High proportion of organic matter.	
UNIT II (BB) Samples 49-26 (5.9 m b.s.l to 3.5 m b.s.l)	Subunit IIa Samples 49-43 (5.9 m b.s.l to 5.2 m b.s.l)	Presence of species from open marine enviroments mixed with brackish species. Brackish lagoon with marine connection.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Adelosina bicornis</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Cribrorophidium excavatum</i> , <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Triloculina trigonula</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Massilina secans</i> , <i>Asterigerinata mamilla</i> , <i>Elphidium advenum</i> , <i>Pseudotriloculina rotunda</i>	Fragment of bivalves and gastropods. Reworked and eroded shells.
	Subunit IIb Samples 42-38 (5.2 m b.s.l to 4.7 m b.s.l)	Absence of foraminifera shells. Sand with pebbles.	-	Bivalves and gastropods fragments. Eroded shells form marine environment.
	Subunit IIc Samples 37-34 (4.7 m b.s.l to 4.3 m b.s.l)	Presence of species from open marine enviroments mixed with brackish species. Highest proportion of marine shells and increasing the diversity indeces.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Adelosina longirostra</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Cribrorophidium excavatum</i> , <i>Massilina secans</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Triloculina trigonula</i> , <i>Rosalina globularis</i> , <i>Adelosina bicornis</i> , <i>Pseudotriloculina rotunda</i>	Gastropodos and fragments of bivalves. Big size of foraminifera shells.
	Subunit IId Samples 37-26 (4.3 m b.s.l to 3.5 m b.s.l)	Presence of species from open marine enviroments mixed with brackish species. Less marine foraminifera. High-energy environment.	<i>Ammonia tepida</i> , <i>Pseudolachlanella eburnea</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Miliolinella circularis</i> , <i>Adelosina longirostra</i> , <i>Rosalina globularis</i> , <i>Cribrorophidium excavatum</i>	Gastropodos and poorly preserved foraminifera shells .
UNIT I (B) Samples 71- 50. (8,2 m b.s.l to 5,9 m b.s.l)	No foraminifer tests were reported. High proportion of pebbles. Backshore environment.	-		

Tabla 18.-

Paleoambientes del sondeo SAL 4.

La base (**Unidad I (B)**) está relacionada con un ambiente de backshore, identificado por la importancia de los cantos y gravas aplanadas y redondeadas, procedentes del río Turia y de los barrancos cercanos. Se observan arenas finas bien clasificadas sin apenas contenido biógeno. En esta unidad se han obtenido dos dataciones con las siguientes fechas: 6.727 ± 671 cal yr BP (AAR) y 5.683 ± 152 cal yr BP (AAR). Hacia techo, este paleoambiente cambia a una facies parcialmente inundada, donde se reconocen especies de origen marino y salobre y un estado de conservación pobre, que se interpreta como un ambiente de *backbarrier flat* (**Unidad II (BB)**). La subunidad IIa presenta una asociación dominante formada por especies salobres y marinas. Las especies marinas que aparece son características de zonas infralitorales (*A. beccarii*, *A. mamilla*, *R. globularis* y *A. bicornis*), epifitas de *Posidonia oceánica* y sustratos arenosos (Ribes et al., 1992). Las evidencias micropaleontológicas muestran similitud con los ambientes actuales identificados en el apartado 3.8 (López et al., 2014); es decir, se trata de la asociación actual identificada en la isobata de 5 m. Por tanto, y pese a la escasez de materia orgánica, la presencia de estas especies mezcladas con especies más salobres en un medio dominado por las arenas de cuarzo, permite interpretar este depósito como un *backbarrier flat*. En la subunidad IIb se produce un aumento del tamaño de grano (mayor presencia de gravas y de arenas gruesas) lo que indica un ambiente de mayor energía. No se aprecia la asociación de foraminíferos salobres, por lo que se infieren condiciones de emersión dentro de la propia barrera. Las señales de erosión de los caparazones marinos confirman el arrastre. Esta unidad de material poco clasificado, como señalan algunos autores, puede asociarse a un evento puntual energético de tormentas o abanicos de derrame (*washover fan*) (Sabatier et al., 2008; Amorosi et al., 2009; Sacchi et al., 2014) o podría corresponder a una pequeña migración de la barrera hacia la laguna, como se

discutirá en el apartado 4.8. En la subunidad IIc se recupera el ambiente de *backbarrier flat* con una mezcla de especies salobres y de especies estenotópicas de ambientes marinos litorales. En este episodio se constata la máxima influencia del medio marino en la barrera, corroborado por la abundancia de especies marinas. Las facies lagunares se reflejan en la importancia de los limos y arcillas, aunque la materia orgánica es escasa. Por último, la subunidad IId indica un ambiente de *backbarrier flat* más restringido que el identificado en la subunidad subyacente, lo que se infiere a partir del descenso de la importancia de especies marinas y de su peor conservación, así como de la dominancia hacia techo de las especies salobres.

Tras esta unidad que engloba distintos submedios de la barrera se deposita la **Unidad III (BL)** que se identifica como un ambiente lagunar de aguas salobres inferido a partir de una asociación de foraminíferos de aguas restringidas (se consideran autóctonas por su estado de conservación), y de la importancia de contenido de limo arcillas y de materia orgánica y de la presencia de carofitas. Esta unidad esta datada en la base en 2.212 ± 90 cal yr BP.

Finalmente, la **Unidad IV (FM)** se interpreta como un marjal salobre en la base que evoluciona a un paleoambiente oligohalino. La presencia del alto contenido en materia orgánica, la importancia de limos y arcillas y de los restos vegetales marcan el cambio de una facies de marjal. Los foraminíferos solo aparecen en la base de la unidad y son de aguas salobres. Destaca la presencia de la especie *D. aguayoi*, autóctona de marjales mediterráneas (Guillem 2008; Sanjuán y Blázquez, 2016). Hacia techo los foraminíferos no son registrados y se reconocen ostrácodos y gasterópodos de agua dulce. Esta unidad refleja una mayor influencia fluvial y fue datada en 1.340 ± 44 cal yr BP y, hacia techo, en 588 ± 170 cal yr BP (AAR).

4.6. Variables ambientales y asociaciones fósiles de foraminíferos en la Albufera de Valencia

El estudio de las variables ambientales y su relación con la distribución en registros fósiles mediante análisis de redundancia, ha permitido describir con mayor fiabilidad la forma en que se distribuyen las especies en los paleoambientes identificados, contribuyendo a una mejor comprensión de las variables que influyen en la distribución de los foraminíferos bentónicos.

Una consideración a tener en cuenta a la hora de analizar este tipo de análisis es la variabilidad en el ambiente. Cuanto más variable, diverso y rico es el medio, más complicado es conocer la variable clave para la distribución de las especies. Las variables muestran mayores valores de confianza en los sondeos más interiores (SAL 1/2, TRE2 y TRE 3) (Tabla 7.-).

Por otro lado, las variables que tienen un componente relacionado con la productividad de los organismos, como por ejemplo el carbonato cálcico (disponibilidad para la formación de conchas) y la materia orgánica, indican una señal de la biocenosis (vivos/teñidos), como se ha corroborado en el apartado 3.7., donde se ha analizado de forma independiente la biocenosis y la asociación sin diferenciar entre vivos/teñidos y muertos/no teñidos. Como se puede observar en dicho apartado el hidrodinamismo es una variable clave en la distribución de los organismos en medio litorales, aunque los medios sedimentarios como lagunas y marjales, muy frecuentes en la zona mediterránea, presentan poco movimiento debido a su posición protegida y a la poca profundidad del medio. Se ha constatado una relación muy estrecha entre la profundidad, hidrodinamismo y distancia a la orilla (Sen Gupta, 2002; Murray, 2006; Milker et al., 2009; López-Belzunce et al., 2014). En el caso de la Albufera de Valencia, con una profundidad entre 0,5 y 1 m como se observa en la imagen LIDAR de levantamiento topográfico (Figura 1.-), el hidrodinamismo y la profundidad no son variables discriminantes de los

ambientes.

Comparando los resultados de todos los sondeos se constata mucha variabilidad en los factores ambientales que explican la varianza de los datos. En los sondeos localizados más la norte de la laguna (TRE 2 y TRE 3) la variable tamaño de grano es la que mejor explica la distribución de las especies. La variable tamaño de grano esta muy conectada al tipo de ambiente en el fondo de la laguna, se podría considerar análoga a la variable profundidad y por ende al hidrodinamismo de ambientes expuestos como en la zona de control de la validación del método. La influencia del tamaño de grano limoarcilla en el sondeo TRE3, a diferencia del dominio de arena en el TRE2, refleja una mayor influencia fluvial en facies de llano de inundación (limos), asociada a la migración del Turia (Ruiz y Carmona, 2017; 2019).

El tamaño de grano limos y arcillas es la variable que mejor explica la distribución de las especies en el sondeo más próximo a la barrera costera (SAL 4), esto se asocia a la influencia del ambiente de *backbarrier flat* que se ha identificado en el sondeo. Respecto al sondeo más interno (SAL 1/2) la variable determinante es la distribución de los carbonatos, lo que puede estar asociado a los recurrentes eventos de presencia de rizotúbulos donde se observaron altos índices de carbonato cálcico. Estas facies se asocian a momentos de descenso de la columna de agua y, por tanto, a procesos de evaporación y saturación del medio. Por último, en el sondeo SAL 3, localizado en una zona intermedia entre los sondeos internos y costeros. La variable materia orgánica es la determinante, lo que puede responder facies con mayor profundidad (dada la posición del sondeo) y una mayor productividad del medio. De acuerdo a Sen Gupta (2002), en aguas poco profundas los foraminíferos bentónicos responden al flujo de materia orgánica, de forma que con bajos aportes hay un aumento de la fracción viva

mientras que valores muy elevados pueden provocar condiciones anóxicas en el sedimento.

El resultado de estos análisis se puede corroborar por el alto nivel de confianza de los datos los cuales indican que la asociación de foraminíferos no solo está definida por los parámetros ecológicos de las especies sino también por las características del sustrato. La influencia del sustrato en determinar la estructura de la asociación de foraminíferos es defendida por diversos autores (Usera y Blázquez, 1997; Carboni *et al.*, 2009; Magno *et al.*, 2012; López-Belzunce *et al.*, 2014) pero este análisis y su alto nivel de confianza indica que este patrón de puede aplicar también a lagunas costeras y a su registro fósil.

A partir de los análisis de redundancia (RDA) se han podido observar patrones recurrentes de las especies de foraminíferos bentónicos. La especie *A. tepida* responde a diversos factores ambientales y se desarrolla de forma óptima en sustratos con carbonato cálcico y fracción limo arcillosa; esto responde a la autoecología identificada en el capítulo 0 de “Sistemática”. La especie *H. germanica* también presenta un comportamiento ubicuo en la secuencia lagunar y se desarrolla en ambientes de sustratos ricos en carbonato cálcico y fracción fina de limos y arcillas. Por otro lado, la especie *C. excavatum* aunque suele aparecer con la especie salobre señaladas anteriormente, además de desarrollarse de forma adecuada en los ambientes descritos también es abundante en sustratos con tamaño de grano arenas. Las especies *P. eburnea* y *M. circularis* muy presentes con la asociación mencionada en los sondeos más próximos a la barrera (SAL3 y SAL4) se asocian de forma recurrente al tamaño de grano arenas. Estas evidencias se han validado con la autoecología de cada especie, corroborando la correcta correlación con las variables indicadas.

4.7. Evolución paleoambiental y eventos climáticos identificados en la Albufera de Valencia.

En este capítulo se correlacionan los sondeos analizados (Figura 1.-, Figura 43.-) y se propone un modelo de evolución de la Albufera de Valencia durante el Holoceno, relacionado con los eventos climáticos y eustáticos acontecidos a escala global.

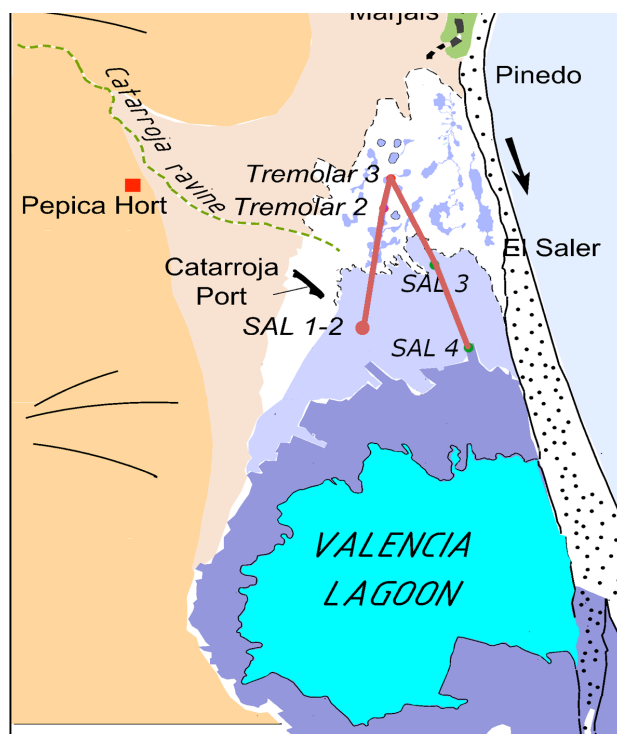


Figura 43.- *Captura de la imagen de posición de los sondeos de la Figura 1 y las correlaciones entre columnas.*

Para entender la dinámica sedimentaria de este sistema y su relación con la variabilidad climática, es necesario relacionar la laguna, la llanura aluvial y los procesos de la barrera costera entre sí y con los eventos climáticos conocidos en la escala temporal holocena. En conjunto, los resultados permiten

distinguir seis fases generales de paleoambientes en la evolución de este sistema.

De los cinco testigos analizados, SAL 1/2 es el sondeo localizado en la zona más interna, por tanto, está más alejado de la influencia del mar y sus paleoambientes son más susceptibles de responder a los cambios climáticos. En este sondeo se han distinguido cuatro fases que corresponden a las unidades y subunidades identificadas a partir del registro sedimentario y de la interpretación micropaleontológica (Figura 44.-). El testigo analizado registra la secuencia de evolución de la paleolaguna que se formó en este sector durante el Holoceno Superior hasta su conversión en una marjal oligohalina y, posteriormente, en la llanura aluvial del río Turia.

El sondeo TRE3 es el más septentrional y el más próximo a la desembocadura del río Turia. En este testigo se han registrado tres fases de la evolución, desde una laguna salobre con conexión marina hasta un marjal salobre, pasando por la facies de laguna salobre desconectada del mar.

El sondeo TRE2 está muy próximo al sondeo TRE3, por tanto, se identifican ambientes muy similares. No obstante, la cronología de estos tres paleoambientes es distinta, lo que implica cambios laterales de facies e inferencias geomorfológicas relacionadas con la barrera. Se registran los mismos paleoambientes que en TRE3, es decir, de base a techo, una laguna salobre con conexión marina, una laguna salobre y restringida y un marjal salobre.

El sondeo SAL3 (Figura 43.-), se registra una intermitencia de paleoambientes de laguna con y sin conexión marina hasta la instauración de la laguna salobre que finalmente se dulcifica y se colmata. Este sondeo es el más largo de todos los analizados y, al estar localizado a 900 m de la barrera, permite identificar

en el techo y de forma clara los tres ambientes que se identifican en los sondeos previos.

El sondeo SAL4 es el más costero de todos los analizados. En la base del sondeo se identifica facies de barrera (*backshore* y *backbarrier flat*) y, más tarde, paleoambientes de laguna salobre hasta el marjal oligohalino. Dada su proximidad a la barrera (600m) permite, a igual que SAL3, identificar los cambios eustáticos de forma más nítida respecto a otros sondeos. Se han observado cambios de facies que se asocian a los movimientos de la barrera.

A continuación se señalan las fases identificadas y la correlación entre los 5 sondeos (Figura 44.-).

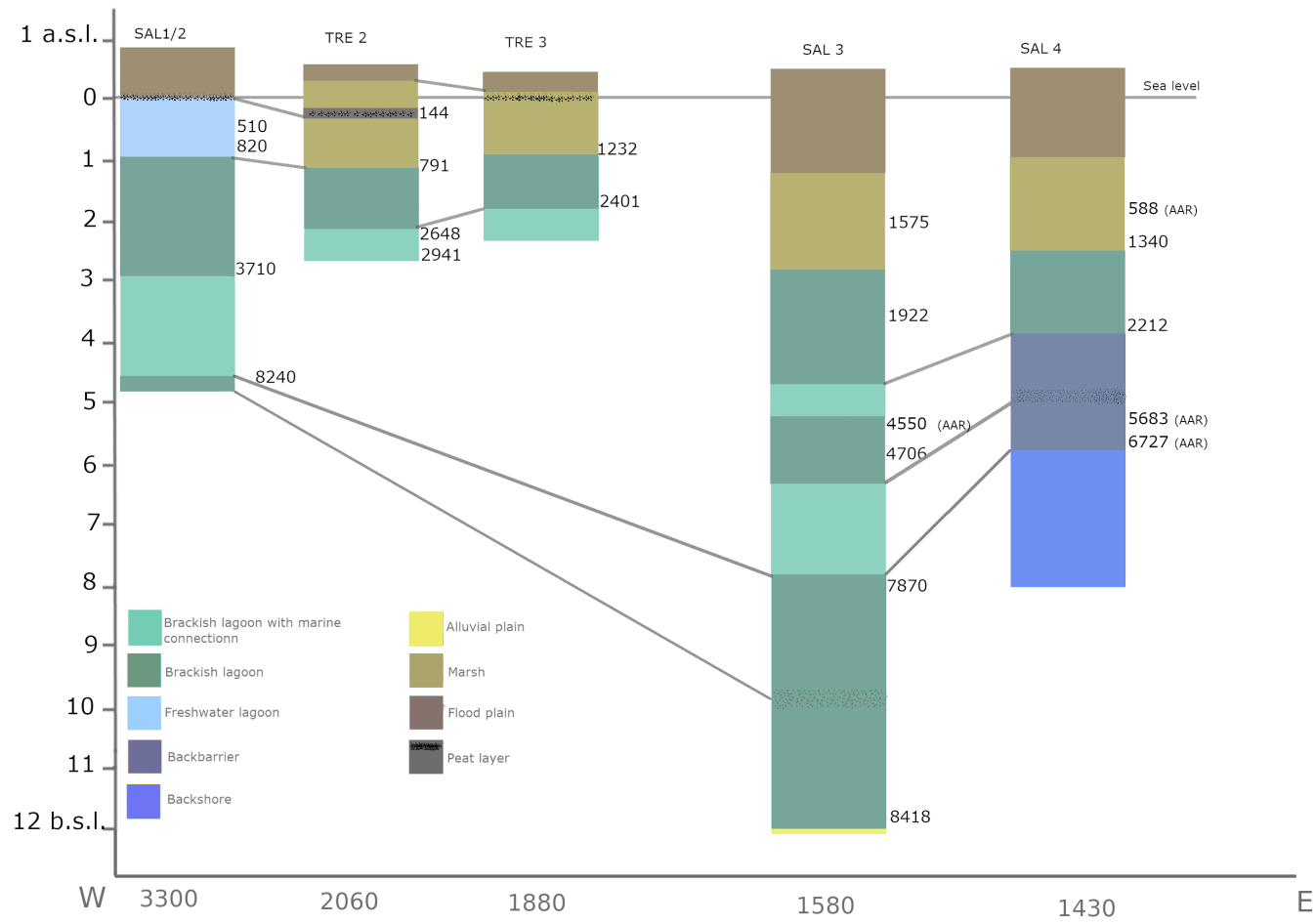


Figura 44.- Correlación entre los sondeos de la Albufera de Valencia con dataciones (La posición de la x representa la ubicación exacta respecto a la línea de costa).

Fase I: Comienzo del Holoceno medio y evento 8.2 ka hasta el comienzo del Óptimo Climático Holoceno

El paleoambiente aluvial de la base del sondeo responde a unas condiciones cálidas y áridas en facies de llanura aluvial (unidad I, SAL 3). Sobre este depósito se registra una laguna de aguas salobres que se forman como respuesta al inicio de pulso eustático del MIS 1 (unidad II, SAL3; subunidad AI, SAL1/2). La capa de turba (4,60-4,55 m b.n.m) datada alrededor del 8.240 ± 80 cal yr BP (subunidad AI, SAL1/2) y la datación de 8.418 ± 77 cal yr BP (unidad II, SAL3), asignan por cronología relativa una fecha anterior a la base de los testigos SAL1/2 y SAL3. Las dataciones se correlacionan con las turbas tempranas analizadas en el paleovalle (Grau) del río Turia (Figura 12.-) a profundidades absolutas similares (-5 a -6 m b.n.m) y datadas alrededor de 8.530–8.280 cal yr BP (Carmona y Ruiz, 2011).

Desde la perspectiva paleoclimática, la fecha obtenida en la capa de turba lejos de la barrera es coincidente con el evento frío 8.2 (Alley y Agustsdottir, 2005) y con uno de los ciclos fríos de Wanner *et al.* (2011). Esto coincide también con un periodo de aridez identificado en los registros de polen de secuencias lacustres, donde se infiere un descenso generalizado del nivel de agua de los lagos (Carrión, 2002 (lago Siles); González-Sampériz *et al.*, 2006 (lago Portalet); Jalut *et al.*, 2000; Magny *et al.*, 2007 (lago Accesa)) (Figura 45.-).

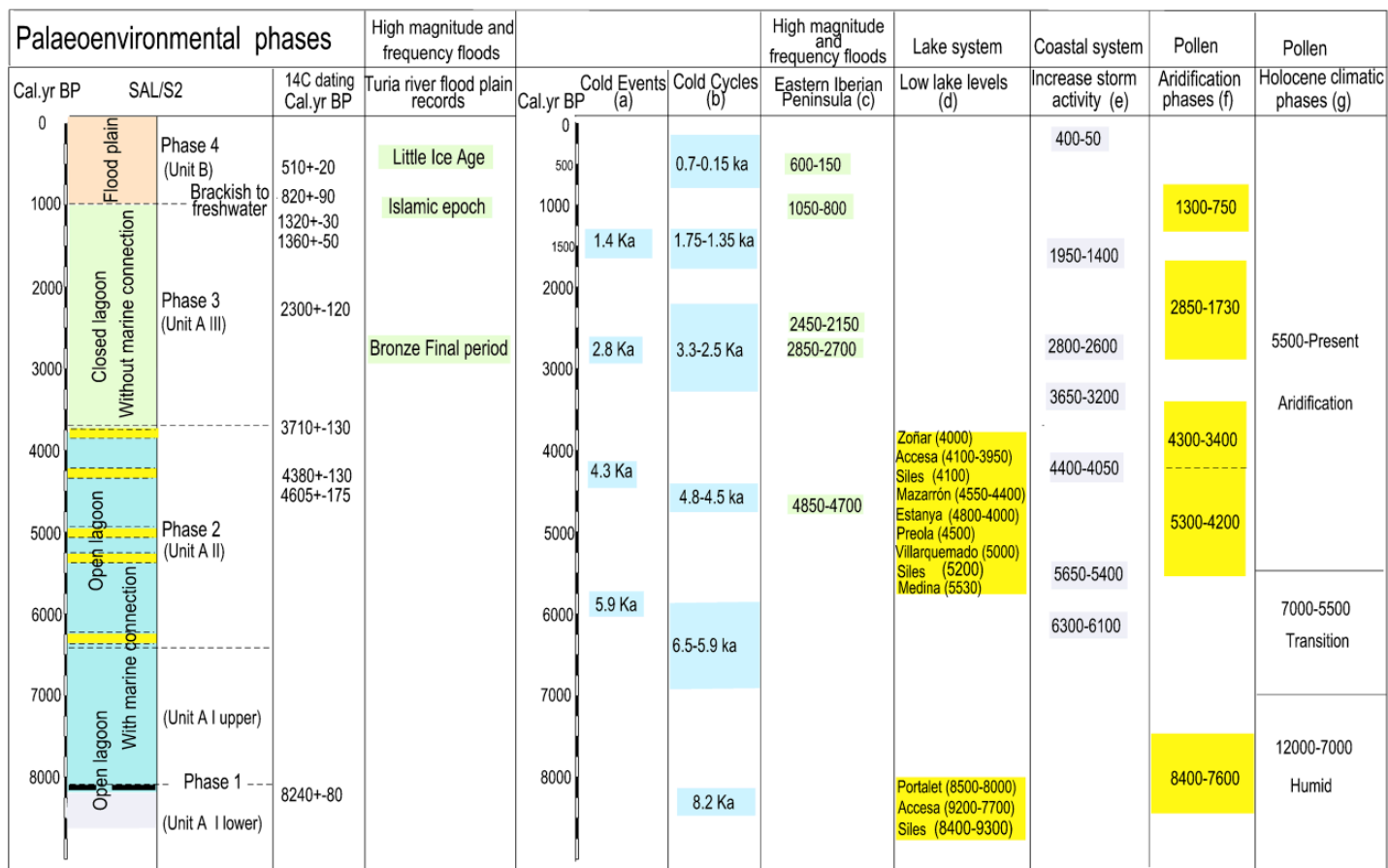


Figura 45.- Correlación entre los paleoambientes identificados en la Albufera (SAL/2) y otros registros: (a) Bond et al., 1997, 2001; (b) Wanner et al., 2011; (c) Benito et al., 2015; (d) Zoñar: Martín-Puertas et al., 2008; Accesa: Magny et al., 2007, 2009; Siles: Carrión, 2002; Mazarrón: Navarro-Hervás et al., 2014; Stanya: Morellón et al., 2009; Preola: Magny et al., 2011; Villarquemado: Aranbarri et al., 2014; Medina: Reed et al., 2001; Portalet: González-Sampérez et al., 2006; (e) Sabatier et al., 2012; (f) Jalut et al., 2000; (g) Jalut et al., 2000; Pérez-Obiol et al., 2011; Carrión et al., 2010.

En posiciones próximas a la barrera se detectan procesos de saturación (unas pasadas de arenas carbonáticas a 10,8 m b.n.m) (unidad II, SAL3) que pueden corresponder a las situaciones de aridez identificadas en el sondeo SAL1/2 a una cota de 4,6 m b.n.m (base subunidad AII, SAL 1/2). Estas condiciones ambientales se mantienen hasta los 7.870 ± 75 cal yr BP en esta zona (techo unidad II, SAL3). Además, se corresponde con unos ratios de sedimentación muy significativos que pueden indicar una reactivación de la sedimentación (Blain *et al.*, 2012).

De acuerdo con Jones *et al.* (2008), el evento 8.2 es uno de los episodios áridos mejor registrados en secuencias paleoambientales holocenas; éstas sugieren un descenso de temperatura y un incremento en la aridez (Frigola *et al.*, 2007; Jiménez-Espejo *et al.*, 2007; Cacho *et al.*, 1999; Giralt y Julià, 2003; Davis y Stevenson, 2007; Morellón *et al.*, 2009.). Estos estudios reflejan episodios de aridez con niveles de laguna muy bajos, que corresponden con altas tasas de evaporación coincidiendo en el tránsito del Holoceno medio al tardío. Estos niveles alternan con sedimentos grises limoarcillosos laminados que se depositan en condiciones más húmedas. Además, se remarca la importancia de la insolación solar como factor de aridez, que queda ampliamente demostrado por los cambios registrados en la vegetación.

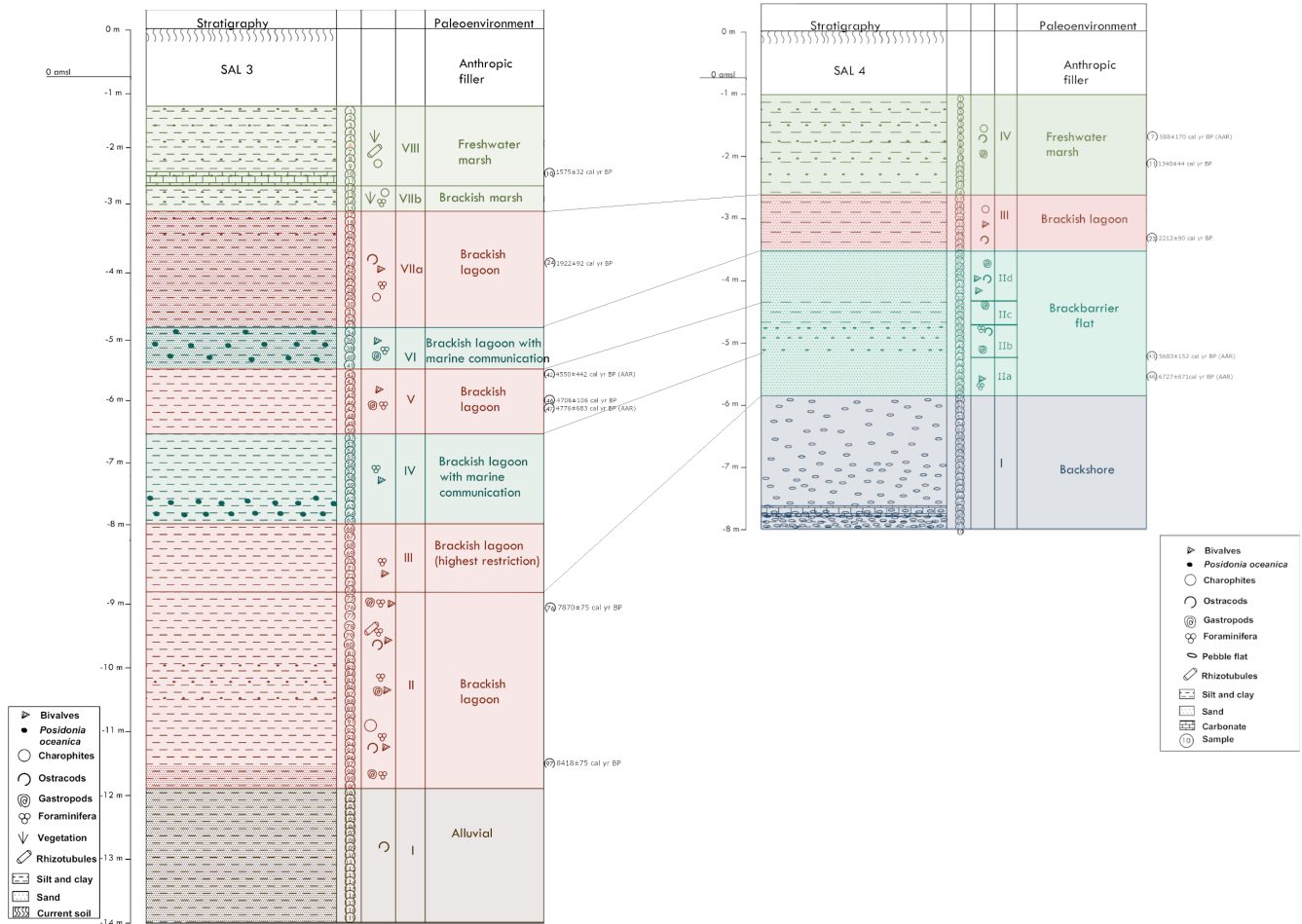


Figura 46.- Correlación SAL3 y SAL4.

A continuación, en facies más alejadas de la barrera (subunidad AII, SAL1/2) se identifica un ambiente de laguna de alta-media energía (el más energético de todo el testigo SAL1/2) con conexión marina. Aunque no se ha datado específicamente este nivel, por cronología relativa puede corresponder al comienzo del Óptimo Climático Holoceno en el marco del ascenso eustático. Por tanto, esta laguna puede ser contemporánea a la barrera costera identificada en el testigo de Pinedo (Figura 12.-), datada en 7.500–7.300 cal yr BP (sobre -1 a 0 m b.n.m.) por Carmona y Ruiz (2011). La arena bioclástica podría provenir de la zona costera e introducida en la laguna por corrientes costeras transversales. También es posible que la playa datada en el testigo de Pinedo fuera una lengua de arena o parte de un sistema de isla- barrera formada durante la fase transgresiva. La cronología es consistente con el nivel del mar más alto del testigo de Bairén (50 km hacia el Sur) (Figura 12.-) que corresponde a un nivel de arenas en un ambiente infralitoral, a una profundidad absoluta similar y con una datación alrededor de 6.980–6.780 cal yr BP (Carmona y Pérez-Ballester, 2011; Ruiz y Carmona, 2005). Estos niveles de arenas podrían ser coetáneos al ambiente más restringido identificado en posiciones más costeras señalando un comienzo del desarrollo de la barrera (unidad III, SAL 3). Esta barrera sería la primera desarrollada en el Holoceno, dando comienzo el actual sistema de laguna litoral (Figura 47.-).

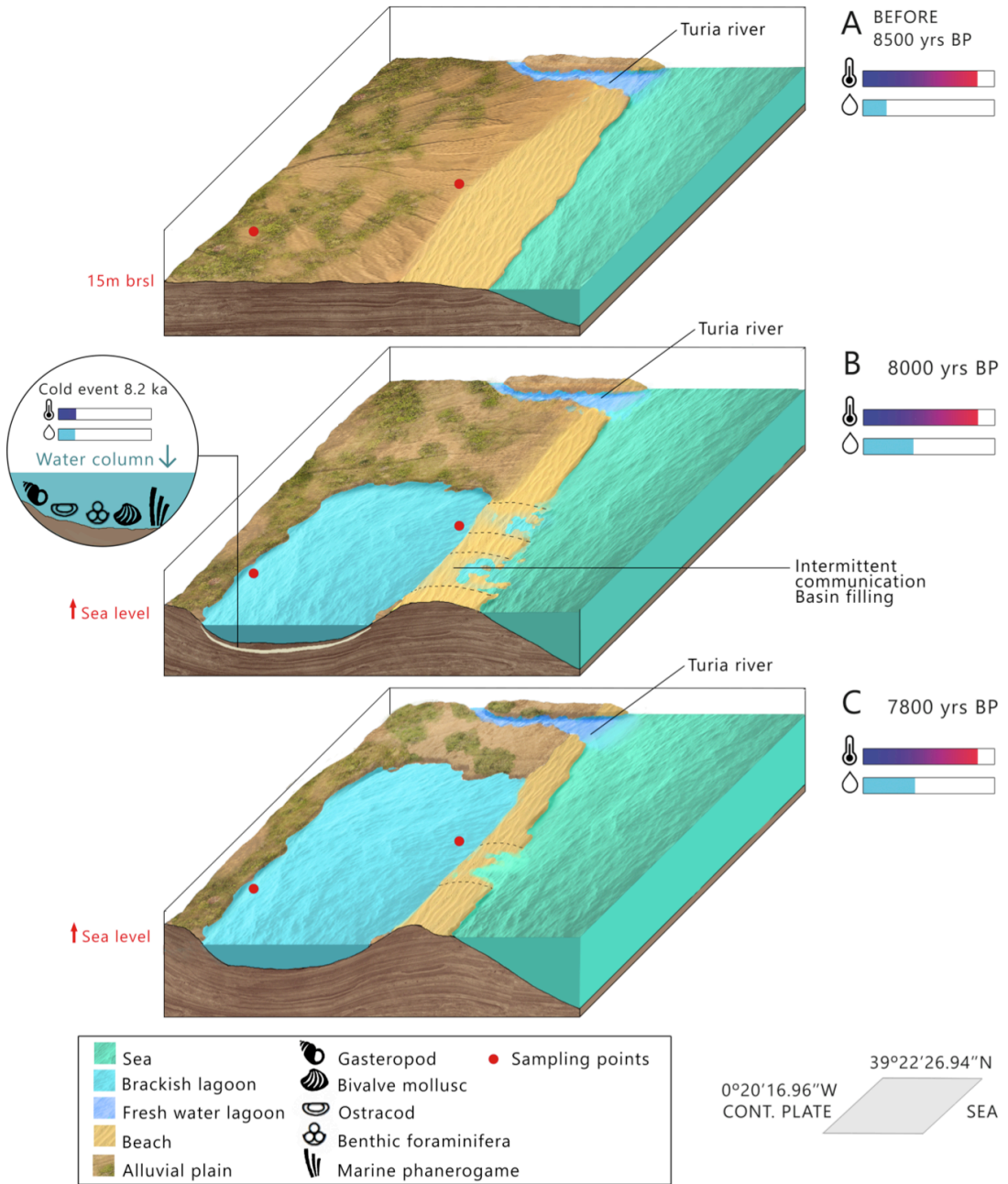


Figura 47.- Representación ilustrada de evolución holocena (8.500-7.800 yr BP) de la zona norte de la Albufera de Valencia.

Fase II: Del Óptimo Climático Holoceno hasta el evento frío de Bond 4.2 ka (4.380 ± 130 cal yr BP)

En la base de esta fase, en posiciones más próximas a la barrera, se identifica una facies de laguna con conexión marina (unidad IV, SAL 3, subunidad AII, SAL 1/2). Además, se produce un cambio lateral de facies en el sondeo más costero (unidad I, SAL4) donde se registra un ambiente de *backshore*, con cantos y gravas aplanadas, asociado a la isla-barrera.

La evolución a un mayor aislamiento de la laguna, (unidad III (SAL3), Figura 46.-) se refleja en un descenso de la fracción arenosa de origen cuarcítico y en la más baja biodiversidad de los organismos (gasterópodos y foraminíferos). Este hecho puede ser coincidente con un mayor desarrollo de la barrera costera y con la ralentización del aumento del nivel del mar (Sabatier *et al.*, 2012; Vacchi *et al.*, 2018). Según estos autores, este descenso del incremento eustático da comienzo aproximadamente hace 7500 años, con una fuerte desaceleración en los últimos 4000 años, y coincide con la progresión climática hacia el clima contrastado, que también se registra en lagunas costeras (Dalrymple *et al.*, 1994; Roy *et al.*, 1994; Woodroffe y Saito, 2011). En la zona de conexión Mediterránea - Atlántica también se conservan barreras holocenas tempranas datadas hacia el 6.500–7.000 cal yr BP (Dabrio *et al.*, 2000; Goy *et al.*, 1986; Zazo *et al.*, 1994, 2008), así como en otras zonas deltaicas de ríos de la cuenca Mediterránea (Amorosi *et al.*, 2013; Blázquez *et al.*, 2017, 2018; Brisset *et al.*, 2018).

En posiciones más alejadas de la barrera hay un cambio lateral de facies (SAL1/2) con una laguna conectada con el mar. Este ambiente presenta baja energía, con floculaciones activas de arcillas en aguas muy calmadas. Los episodios de precipitaciones masivas de carbonatos y rizotúbulos indican procesos de saturación que puede interpretarse como fluctuaciones del nivel

de agua de la laguna asociados a momentos más áridos. Se interpola la edad de la base de este nivel (sobre 4,17 m b.n.m) entre los límites de las dataciones de radiocarbono, que indicaría una fecha de inicio para la formación de este ambiente alrededor de 6.450 cal yr BP (SAL1/2). Estas evidencias de descensos abruptos de la columna de agua son recurrentes en otros lagos interiores y contemporáneos en la Península Ibérica (*e. g.* Reed *et al.*, 2001; Carrión, 2002; Martín-Puertas *et al.*, 2008; Morellón *et al.*, 2009; Aranbarri *et al.*, 2014), así como en lagunas costeras mediterráneas (Navarro-Hervás *et al.*, 2014).

Mientras se mantiene las facies anteriores de laguna salobre con conexión marina (subunidad AI, SAL 1/2), en la zona más costera se producen el cambio de facies a una laguna salobre con conexión marina (unidad IV, SAL3), lo que permite extender la comunicación marina del paleoambiente lagunar a gran parte de la zona estudiada. Esta invasión marina obedecería al avance eustático favorecido por la subsidencia de la cuenca, como se observa en otras lagunas mediterráneas (Blázquez y Ferrer, 2003). En la posición más próxima a la barrera (unidad II, SAL4) se produce un cambio de facies a una *backbarrier flat* que puede estar relacionado con el mayor desarrollo de la barrera. La asociación dominante en este sondeo presenta las mismas especies marinas que las identificadas en el apartado 3.8 en batimetrías de 5 y 10 metros de profundidad, lo que indica una conexión importante con el medio marino de esta facie de *backbarrier flat*. A nivel global la señal de Bond 5.9 no se registra en posiciones cercanas a la barrera, ya que es coincidente con el periodo más cálido y húmedo del Holoceno (Óptimo Climático Holoceno) (Silva *et al.*, 2017), siendo las edades de la dataciones de esta facies entre el 7.000 y 5.300 cal yr BP (fechas interpoladas, unidad IV, SAL3).

Por otro lado, es posible que los periodos de desecación interpretados en posiciones más alejadas de la barrera (subunidad AII, SAL 1/2) señalen la incidencia de este evento tal y como se han registrado en otras lagunas interiores. Diversos autores (Zhang *et al.*, 2011; Emile-Geay *et al.*, 2007) señalan que en este periodo se producen cambios en los patrones de circulación atmosférica, pudiendo deberse a la alteración de la ITCZ (Zona de Convergencia Intertropical) o al papel de la Oscilación del Sur, el Niño (ENSO) como mediador, debido a la baja influencia solar que impulsa la circulación oceánica en el Atlántico Norte para producir eventos similares a los de Bond (Emile-Geay *et al.*, 2007). En estos testigos se registran momentos de aridez que pueden corresponderse con estos eventos. De esta configuración de las facies se interpreta que la subsidencia de la cuenca tiene un papel muy determinante en los paleoambientes registrados en la Albufera de Valencia.

Seguidamente, se instala una facies de laguna salobre (unidad V, SAL3, subunidad AII, SAL1/2) con un fecha interpolada en la base de 5.300 cal yr BP (SAL3) y datada en el 4.706 ± 106 cal yr BP y 4.776 ± 683 cal yr BP (AAR). En el techo la edad registrada es de 4.550 ± 442 cal yr BP (AAR) y, en posiciones más alejadas de la barrera (SAL1/2), es de 4.605 ± 175 cal yr BP y 4.380 ± 130 cal yr BP. Este depósito es coetáneo a un *backbarrier flat* (subunidad IIC, SAL4) lo que implica un cambio de facies hacia la barrera. El paleoambiente de laguna restringida indica una energía menor respecto a los subyacentes y comunicados con el mar. Estas facies se registran de forma sincrónica en otros medios sedimentarios, como el relleno deltaico (Stefani y Vicenzi, 2005; Carmona y Ruiz, 2011; Anthony *et al.*, 2014; Cearreta *et al.*, 2016) y la formación de sistemas de isla-barrera (Fanget *et al.*, 2014). Este crecimiento de la dinámica costera estuvo, sin duda, influenciado por la pérdida de masa forestal y el incremento del aporte de los ríos al sistema costero, asociado a un incremento de la aridez.

En posiciones próximas a la barrera (Subunidad IIb y c, SAL4) se ha identificado un momento de entrada de arenas de origen litoral (cuarzo y restos biogénos rodados de origen marino) coetáneo con una laguna salobre (unidad V, SAL3). En posiciones más interiores continúa una facies de laguna con influencia marina aunque progresivamente se registra la menor conexión, como indican las evidencias micropaleontológicas y los eventos de desecación (techo subunidad AII, SAL1/2). El incremento de arenas en facies costeras y el posterior incremento de texturas limoarcillosas (subunidad IIb y c, SAL 4), podrían asociarse a eventos de paleostunamis o paleotormentas (*washover fan*). Las facies de *backbarrier flat* registran muy bien eventos de paleotormentas (Dezileau *et al.*, 2011).

En el caso de los paleostunamis el sedimento presentaría un amplio rango de material de la plataforma interna (Switzer y Jones, 2008), con una base de material más grueso que marca el contacto erosivo respecto a la unidad subyacente. Además, en el registro suelen aparecer lenguas de arena en zonas de baja energía de la laguna, lo que significa que en zonas con rango de marea significativa se observarían estos cambios en la zona más elevada e interna del marjal. Sin embargo hay que tener en cuenta que la zona de estudio tiene rangos de marea muy pequeños, por lo que es más difícil identificar este evento (Pilarczyk *et al.*, 2014). En cualquier caso, la interpretación de este depósito como un paleostunami no se sostiene.

Respecto a las paleotormentas, en las secuencias fósiles suelen identificarse por la presencia de depósito de inundación (*overwash*), formado por sedimento de playa y arena *nearshore* (Switzer y Jones, 2008), que se interdigita con depósitos de baja energía, propios de lagunas litorales. Se caracteriza por una asociación marina, con frecuentes signos de transporte, en los sedimentos procedentes del medio litoral y una asociación salobre,

mejor conservada, procedente del registro autóctono de la laguna. No obstante, no todos los registros de paleotormantas contienen microfósiles, ya que pueden sufrir estrés ambiental como cambios en las condiciones de la laguna (hipoxia, disolución de carbonatos) o por las condiciones de transporte, erosión de los caparazones (Pilarczyk *et al.*, 2014).

Las evidencias de paleotormantas encontradas en los testigos estudiados (subunidad IIb y c, SAL4) señalan la ausencia de fauna autóctona de aguas salobres (los caparazones encontrados parecen resedimentados de ambientes de *backshore*) y tienen proporciones elevadas de fracciones arenosas. En cualquier caso, las evidencias descritas no permiten asociar este evento de forma clara a un episodio de *washover fan*, aunque es coincidente con el incremento de la actividad de tormentas analizado por Sabatier *et al.* (2012) alrededor del 5.400 yr BP. No obstante, cabe remarcar que los procesos de tormenta ya se registraron hace 10000 años en los procesos de formación de ondas de arena relictas (Albarracín *et al.*, 2013). La orientación de la cresta de las olas de arena y de sus cuernos son coherentes con la presencia de corrientes en la costa sur-este, relacionadas con olas normales o con eventos más probables de olas de tormenta.

En este contexto, el cambio lateral de facies de la laguna salobre localizada en el interior y las facies de *backbarrier flat* de la barrera puede deberse al aumento de actividad tormentosa, que favorecería el aporte de sedimento al sistema litoral, junto con el incremento del material que llega a la costa debido a la implantación de la tendencia climática hacia la aridez y el clima contrastado, según indican los registros polínicos tanto del sector mediterráneo (Carrión *et al.*, 2010; Fletcher *et al.*, 2007; Jalut *et al.*, 2000, 2009; Jiménez-Moreno *et al.*, 2015; Pantaleón-Cano *et al.*, 2003; Pérez-Obiol *et al.*, 2011) como a escala global (Booth *et al.*, 2005; Weiss *et al.*, 1993). Además, las

comparaciones regionales sugieren una correlación de los eventos fríos del holoceno en el Atlántico Norte (el evento Bond 3 a 4.3 ka (Bond *et al.*, 1997, 2001), con el ciclo 4.8-4.5 cal yr BP de Wanner *et al.* (2011) y con las condiciones secas a lo largo del sur de la Península Ibérica y el Noroeste de África (Fletcher *et al.*, 2007) (Figura 45.-).

En el final de este periodo tiene lugar la formación de una segunda barrera costera que comienza en el 4400 de norte a sur (Santisteban *et al.*, 2009) favorecida por las condiciones áridas del evento 4,2 ka y que continua en la siguiente fase. La comparación de los niveles de la laguna de Accesa (norte y centro de Italia) con los registros marinos de mar Adriático y los registros paleocliáticos terrestres de Túnez y España, sugieren las complejas oscilaciones climáticas de este periodo (dos fases caracterizadas por condiciones más húmedas datadas en 4.300-4.100 y 3.950-3.850 cal yr BP y una fase de marcada aridez entre 4.100-3.950 cal yr BP), lo que pudo haber afectado a toda el área del Mediterráneo central y occidental, señalando el momento de la transición del Holoceno medio al tardío (Magny *et al.*, 2009).

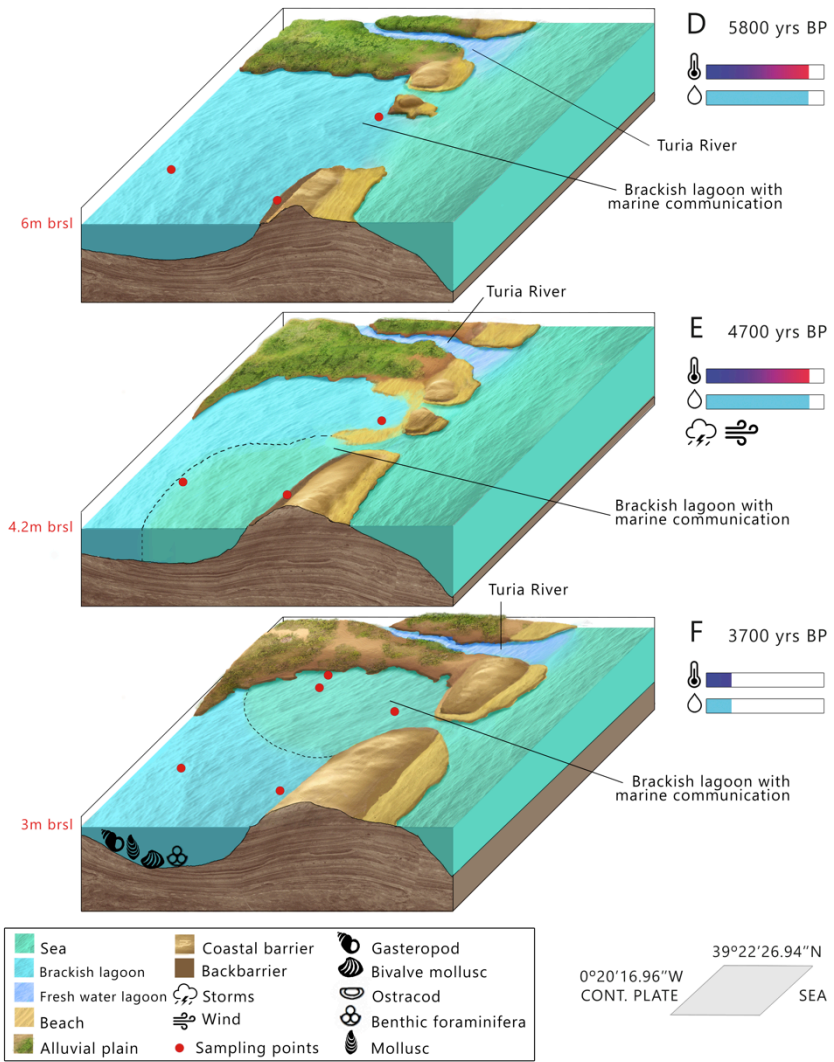


Figura 48.- *Representación ilustrada de evolución holocena (5.800-3.700 yr BP) de la zona norte de la Albufera de Valencia.*

Fase III: Desde 3.710 ± 130 cal yr BP hasta el evento frío 2.8 ka (2.941 ± 181 cal yr BP)

La laguna salobre mencionada presenta en el comienzo de esta fase un clara comunicación con el mar abierto (unidad VI, SAL3) y se correlaciona también con las facies de *backbarrier flat* de la subunidad IId de SAL4. En dos sondeos más cortos (TRE2 y TRE3), localizados en posiciones más septentrionales, se ha identificado la misma facies en niveles datados en 2.941 ± 181 cal yr BP y 2.648 ± 185 cal yr BP (unidad I, TRE2; unidad I TRE3) pero de marcado carácter bioclástico. El sedimento se compone de arenas con presencia de *Posidonia oceanica* (SAL3 y TRE2) y la fauna presenta evidencias de re sedimentación del ambiente marino (SAL3, TRE2 y TRE3). En la posición más alejada de la barrera se identifica una laguna salobre (Subunidad A II, SAL1/2) datada en el 3.710 ± 130 cal yr BP. El inicio de la desconexión es anterior al cierre de los estuarios atlánticos de España (Cádiz-Huelva) datado alrededor de 3.100 cal yr BP (Zazo, 2006).

La facies de *backbarrier flat* (subunidad IId, SAL4) puede reflejar la formación de una segunda barrera costera permeable (que permita la entrada de la facies marina) identificada más al norte, caracterizada por la textura limoarcillosa y datada en el 3.360-3.150 cal yr BP (Carmona y Ruiz, 2011), en la que se registran facies dunares sin datar (Carmona *et al.*, 2016) similares a los sedimentos reconocidos en el *backbarrier flat* de SAL4. No obstante, Santisteban *et al.* (2009) indican falta de registro entre facies de barreras del 4.400 y el 2.500 BP en unos sondeos estudiados en la barrera actual, lo que corrobora la hipótesis de una barrera permeable.

La presencia de facies lagunares conectadas con el medio marino (unidad VI (SAL3), unidad I (TRE2), unidad I (TRE3)) podría indicar, además de una

barrera permeable, el aumento relativo del nivel del mar también registrado en marjales de Almenara y Benicassim (Mediato, 2016) y la albufereta de Alicante (Ferrer y Blázquez, 2012), (Ruiz y Carmona, 2019). Por otro lado, este periodo coincide con el incremento de las tormentas costeras en el noroeste del Mediterráneo (3.650-3.200 BP) (Sabatier *et al.*, 2012), lo que podría favorecer la comunicación de la laguna con el mar. No obstante, la potencia de ese paquete (60 cm en unidad VI, SAL3; 60 cm en unidad I, TRE2; 50 cm en unidad I, TRE 3), podría ser indicativo de facies transgresivas marinas debido, además de a la permeabilidad de la barrera, al factor de subsidencia, que podría ser el factor determinante en detrimento de posibles fluctuaciones del nivel del mar a escala regional.

Fase IV: Desde el evento frío 2.8 ka (2.648 ± 285 cal yr BP) a la migración del Turia (1.650 BP)

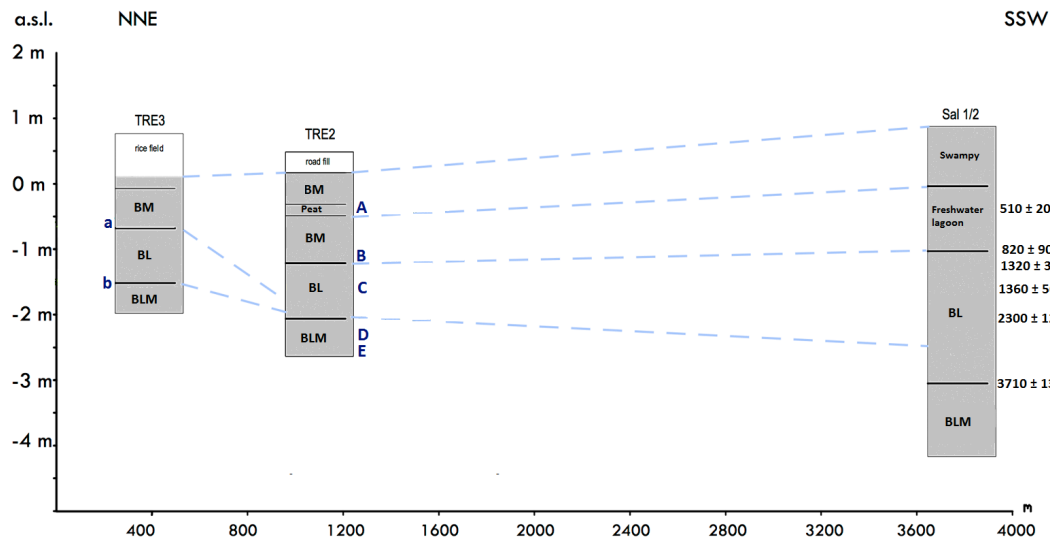
En esta fase se identifican facies de laguna salobre (subunidad AII (SAL1/2), unidad II (TRE2), unidad II (TRE3), unidad VIIa (SAL3), unidad III (SAL4)), datadas en todos los testigos con edades similares 2.401 ± 69 cal yr BP (TRE3), 2.300 ± 120 cal yr BP (SAL1/2) y, en posiciones más próximas de la barrera, en el 2.212 ± 90 cal yr BP (SAL4) y 1.922 ± 92 cal yr BP (SAL3). La laguna tiene características de mayor aislamiento hacia techo en todas las unidades (menor diversidad, mayor contenido en materia orgánica y mayor porcentaje de fracción fina), indicando ambientes menos energéticos y aislados de mar abierto.

Esta fase IV, coincide con el evento frío y árido 2.8 ka (Bond *et al.*, 1997, 2011) y con eventos de inundaciones de alta magnitud registrados en el este de la Península Ibérica, en concreto con eventos de inundaciones en el río Turia, que podrían estar asociados a la declinación de la actividad solar alrededor del 2.800 cal yr BP (Benito *et al.*, 2015a). Se constata un aumento de aridez en

las zonas costeras, como en los registros del lago Patria, en Italia (Sacchi *et al.*, 2014), o de la costa francesa (Dolez *et al.*, 2015) (Figura 49.-) y el desarrollo de barreras costeras que aíslan las lagunas costeras del mar abierto en el Mediterráneo occidental (Dabrio *et al.*, 2000; Goy *et al.*, 2003). Se han detectado en el delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), la deposición de la fase H4 y fases de progradación costera identificadas por estos autores entre el 2.700 cal yr BP y el 1.900 cal yr BP.

Los registros geoarqueológicos de la ciudad de Valencia y los datos históricos sugieren una primera fase de eventos de inundación de alta magnitud (Carmona y Ruiz, 2011) (Figura 49.-) desde la última época de la edad de Bronce (2.800-2.700 BP) hasta el periodo Ibérico (siglos III y II BP). Esa señal se puede observar en el aumento de materia orgánica en la transición de la facies a más restrictivas, en lugar de eventos de desecación como en fases anteriores.

En posiciones más costeras esta facies de lagunas salobre puede estar asociada al desarrollo de una barrera costera en posiciones transgresivas entre el 2200-2300 (Carmona y Ruiz, 2011) donde las arenas presentan una estratificación cruzada plana de ángulo bajo (dunas y ambientes costeros) y estratificación de ondas pequeñas (Carmona *et al.*, 1994), que puede ser coincidente con la identificada por Santisteban *et al.* (2009) en el 2500 en posiciones mucho más al Sur de la barrera y con las unidades descritas por Somoza *et al.* (1998), en el Delta del Ebro y Goy *et al.* (2003) en el Golfo de Cádiz.



COLD EVENTS	COLD CYCLES (k)	EVOLUTION OF WESTERN FLOOD PLAINS				EVOLUTION OF WESTERN COASTAL LAGOONS				RELATIVE SEA LEVEL (GULF OF VALENCIA)		
		Rhône (c)	Po (d)	Ebro (e)	Turia (f)	Patria (Italy) (g)	Bages-Seigean (France)(h)	Elche (Spain) (i)	Alicante (Spain) (j)	VACCHI (k)	VALENCIA LAGOON	
					Urban							
	700-150	Artificial fluvial mouth (500-400) Growing anthropic alteration(800) Delta plain	Artificial fluvial mouth (500-400) drainage network instability, marsh areas (1500-1300)	Delta plain, lacustrine environment (2000)	Braided Water diversion Swampy, flood plain aggradation	Swampy (2100-300)	Closed lagoon (1700-400)	Brackish restricted lagoon and alluvial processes	Brackish restricted lagoon			-0.4 m (1000)
1.4 ka	1250-1350	Deposition of the delta plain begins (3500-2000)	Sand plain deposits, fluvial stability (2500-1500) Meteo-marine regime (1900-2900)	Delta plain, Fresh to brackish marsh (2700-2000)	High magnitude flood(k) Islamic Epoch (1000)	Restricted lagoon (3000-2100)	Development coastal barrier (2500) Opened lagoon (3000-1700)					-0.7 ± 0.2 m (2000)
2.8 ka	3300-2500	Triggering of coastal progradation (4500-3500)	Coastal barrier and sand spits (5500-3500)	Progradation of ancient lobe (6000-2700) (sea level high stand)	Lagoonal, channels sediment	BLM (4500-3000)	Protected marine bay (7400-3000)	BLM	BLM			-1 m (2000)
												-0.9 ± 0.6 m (3400)
												-1.20 m (3000)

Figura 49.- Correlación entre las fases paleoambientales TRE2, TRE3 y SAL 1/2 de la laguna y otros registros. seleccionados: (a) Bond et al., 1997, 2001; (b) Wanner et al., 2011; (c) Amorosi et al., 2013; (d) Stefani et al., 2005; (e) Cearreta et al., 2016; (f) Carmona y Ruiz., 2011; (g) Sacchi et al, 2014; (h) Dolez et al., 2015; (i) Blázquez y Ferrer, 2012. (j) Ferrer y Blázquez, 2012. (k) Vacchi et al. 2018. Paleoambientes: BLM: Brackish lagoon with marine communication, BL: Brackish lagoon, BM: Brackish marsh.

Fase V: Desde la migración del Turia (1.650 BP) hasta el 820 ± 90 cal yr BP

En esta fase continúa el paleoambiente de laguna salobre (1.360 ± 50 cal yr BP y 1.320 ± 30 cal yr BP, en subunidad AII de SAL1/2; 1.073 ± 148 cal yr BP, en unidad II de TRE2/TRE3), con un cambio lateral de facies hacia la barrera a paleoambientes de marjal salobre y oligohalino (1.575 ± 32 cal yr BP, unidad VIIb, VIII (SAL3); 1.340 ± 44, unidad VI (SAL4)). Sobre estas facies más alejadas de la barrera se encuentra un depósito de un marjal salobre (unidad III (TRE3), 1.232 ± 56 cal yr BP). En las facies más costeras se observan pasadas de arenas con niveles ricos en materia orgánica (unidad VIIb, VIII (SAL3); unidad VI (SAL4)), mientras que en posiciones más interiores esta facies es arcillalimosa; también con alto contenido en materia orgánica.

Esta disminución de la capa freática con facies de marjal puede responder al efecto de la Anomalía Climática Medieval u Óptimo Climático Medieval (1.005 y 650 cal yr BP) (Moreno *et al.*, 2012) que fue un periodo excepcionalmente cálido en la Península Ibérica (Martín-Puertas *et al.*, 2009, 2010; Morellón *et al.*, 2009; Moreno *et al.*, 2012; Ramos-Román *et al.*, 2016, 2018), con condiciones áridas en el Mediterráneo occidental y desarrollo de humedales (Mensing *et al.*, 2015). Las condiciones áridas detectadas en las facies propiciarían una caída en la capa freática y el relleno de la cuenca, ya que favorecerían el depósito de una mayor cantidad de aluviones ligado a los eventos de inundación en el río Turia, como los registrados en otros lagos mediterráneos (Mensing *et al.*, 2015). Estas condiciones desencadenaron la migración de la desembocadura del Turia, alrededor del 1.650 cal yr BP (Ruiz y Carmona, 2019) a posiciones más meridionales, afectando a la dinámica de cierre de la barrera costera y, por tanto, al aislamiento de la laguna. La expresión morfológica de la barrera en la costa adyacente es la delgada barrera actual (o subreciente) del registro de Pinedo (Figura 12.-) localizado en

un sector más continental (fuera de la línea de costa actual), junto con evidencias de una barrera de arena progradante datada en el 1.373 ± 137 cal yr BP que, debido a su posición (0,55 cm b.n.m), pone de manifiesto la subsidencia de la zona y su relación con el desplazamiento del canal del Turia (Ruiz y Carmona, 2019). Esto parece coincidente con la formación de la barrera más actual (1.200 BP) identificada por Santisteban *et al.* (2009). En esta fase la perspectiva paleoclimática cobra mayor importancia en el desarrollo de los paleoambientes. El desarrollo de esta barrera es consistente con la detección de facies de marjal de forma más temprana en posiciones más septentrionales indicando una formación tardía de norte a sur de (Figura 44.- Figura 50.-).

Desde una perspectiva hidrológica, en esta fase los sedimentos revelan la concentración de inundaciones de alta magnitud (Thorndycraft y Benito, 2006a; Benito *et al.*, 2008), los cuales se atribuyen por estos autores a causas climáticas y antrópicas. Estos eventos de inundación pueden correlacionarse con los cambios efímeros “Rapid Climate Change” (RCC) presentados por Mayewski *et al.* (2004), alrededor del 1.200-1.100 cal yr BP.

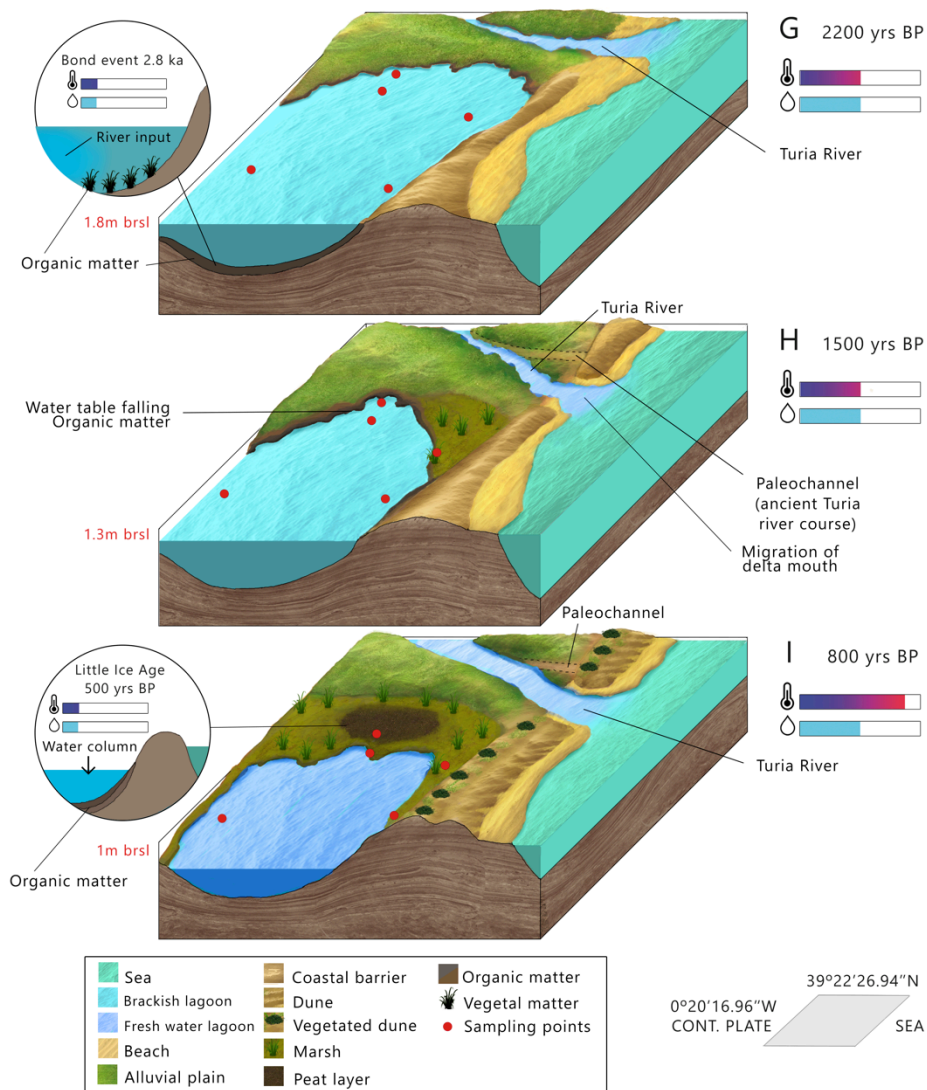


Figura 50.- Representación ilustrada de evolución holocena.(2.200-800 yr BP) de la zona norte de la Albufera de Valencia.

Fase VI: Desde el 820 ± 90 cal yr BP hasta el presente

En esta fase se identifican 3 cambios laterales de facies en función de la posición de los sondeos. En la posición más alejada de la barrera se identifica un paleoambiente de laguna oligohalina que correspondería con la actual albufera (unidad B, SAL1/2), datada en 820 ± 90 cal yr BP y 510 ± 20 cal yr BP. De forma sincrónica en posiciones más septentrionales continúan la facies de la fase anterior de marjal salobre (unidad III, TRE2) datadas en el 791 ± 104 cal yr BP y 144 ± 125 cal yr BP, y en posiciones más próximas a la barrera continúa el ambiente de marjal oligohalina (588 ± 170 cal yr BP (AAR)). Estas facies con evidencias de turba y proceso anóxicos acompañados de fracción fina, indican el total aislamiento de la laguna de sector costero. Esto es coincidente con otros sondeos obtenidos al mismo nivel estratigráfico en testigos próximos (Figura 12.-) (Carmona y Ruiz, 2014) con una edad de 1.050–920 cal. yr BP (1,25 m b.n.m) y 960–770 cal yr BP (1,75 m b.n.m.) para este cambio. Además, estudios llevados a cabo en la laguna actual, muestran ese cambio de laguna salobre a oligohalina alrededor del 1.110 ± 115 cal yr BP (Sanjaume *et al.*, 1992). El cierre definitivo de la laguna puede relacionarse con los ratios extremos de sedimentación durante los eventos de inundaciones registrados en el siglo XI e identificados en el registro paleohidrológico del Turia (Figura 49.-). Los procesos de progradación costera relacionados con este inusual aporte de sedimentos en la época medieval pueden haber potenciado el borde de la desembocadura del río Turia (La Punta), (Carmona y Ruiz, 2011). De hecho, desde 1545 a 1900 (405–50 cal. yr BP) se detectó mayor frecuencia de eventos de inundación que en la actualidad en las llanuras de inundación del río Turia y Júcar (Ruiz *et al.*, 2014). Esta frecuencia de inundaciones produjo un cambio ambiental en la laguna. La reducción de la vegetación como consecuencia de la aridez y el aumento de la influencia humana, mediante la explotación de recursos, fomentaron el aumento de sedimentos

deposicionales en áreas litorales, contribuyendo a la culminación del cierre de la laguna.

Este aislamiento de la laguna se produce de forma sincrónica con otros humedales mediterráneos en el NE de España (Ejarque *et al.*, 2016), la costa francesa (Sabatier *et al.*, 2010) y la formación de deltas fluviales (Amorosi, 2013; Stefani y Vicenzi, 2005) (Figura 49.-). En el Marjal de Palavasian (costa francesa mediterránea) (Sabatier *et al.*, 2010, 2012), se constata un cambio significativo en el paleoambiente alrededor del 1.000 cal yr BP, que puede ser resultado del cierre total de comunicación entre el lago y el mar en torno a 730 ± 120 cal. yr BP (Sabatier *et al.*, 2010). En la laguna de Castelló, en Girona (Ejarque *et al.*, 2016) se registra la expansión de marjales salobres con una mínima conexión marina favoreciendo la reducción de la columna de agua y un carga más alta de nutrientes, que fomentó las condiciones anóxicas del fondo indicado por la presencia de pirita y picos de materia orgánica.

Desde la perspectiva paleoclimática, la capa de turba datada en 144 ± 159 cal BP (unidad III, TRE2), puede ser coincidente con condiciones frías y los cambios en el paisaje al final del LIA (150 cal BP) relacionando estos aportes con la carga de sedimentos de las inundaciones a gran escala durante el final del siglo XVII (Ruiz *et al.*, 2014), que se extiende a través de la sección distal de la llanura aluvial del Turia. Este incremento de la frecuencia y magnitud de las inundaciones correspondientes al período LIA tiene una señal global (Arnaud-Fasseta *et al.*, 2010; Bruneton *et al.*, 2001; Glaser *et al.*, 2010; Schmocker - Fackel y Naef, 2010) que coincide con los avances glaciares en los Alpes (Grove, 2001). Por otro lado, además de las inundaciones severas, varios autores registraron la incidencia de tormentas costeras intensas durante el del período de LIA en los sistemas de barrera-laguna del

Mediterráneo de la costa francesa (Blanchemanche, 2009; Dezileau *et al.*, 2011; Sabatier *et al.*, 2008) (Figura 49.-).

Por un lado, estos cambios se referían un notable incremento en la capa freática, que debió haber afectado el proceso de renovación de la laguna y, por otro lado, el extraordinario aporte sedimentario por las inundaciones. El resultado es la formación de diques aluviales en el entorno de los humedales (que se muestra claramente en el DEM de LIDAR (Figura 1.-). En áreas pobremente drenadas de baja topografía, aparecen pantanos de aguas oligohalinas y lagunas poco profundas. Finalmente, las facies registradas en el techo corresponden a una llanura de inundación, mientras que la laguna actual en ese momento se coloniza por abundante vegetación acuática y gasterópodos de agua dulce.

4.8. Nivel relativo del mar y evolución de la barrera costera holocena

La secuencia sedimentaria identificada en los registros holocenos de la Albufera de Valencia permite inferir cambios relativos del nivel del mar, sobre todo en los testigos analizados en posiciones más próximas a la barrera costera. Las edades obtenidas a partir de diversos métodos y los ratios de acreción calculados en los sondeos permiten, además, correlacionar las condiciones paleoclimáticas y eustáticas en una curva estimada del nivel medio del mar en los últimos 8000 años (Figura 51.-). Estudios recientes en lagunas y marjales del Mediterráneo occidental (Ferrer y Blázquez, 2012; Blázquez *et al.*, 2017, 2018; Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018; Brisset *et al.*, 2018) y la cronología de las barreras indicada por otros autores (Carmona *et al.*, 1994; Santisteban *et al.*, 2009; Carmona *et al.*, 2016; Ruiz y Carmona, 2019) permite identificar cambios globales y regionales en la Albufera de Valencia.

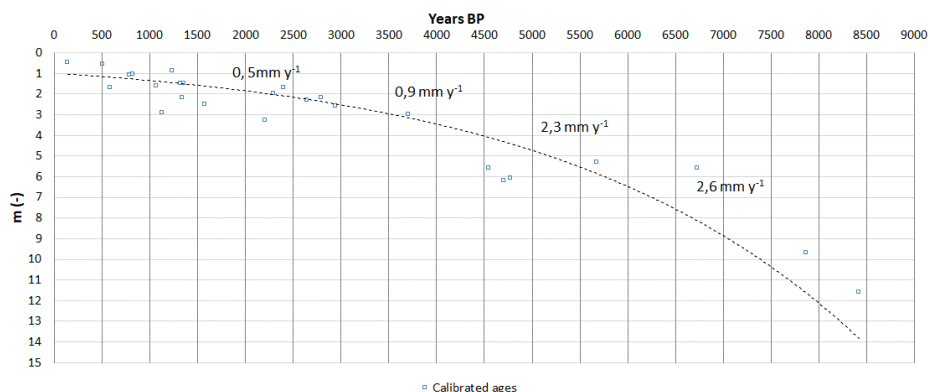


Figura 51.- Curva del nivel del mar relativo en la Albufera de Valencia desde el 8500 cal yr BP hasta la actualidad.

La reconstrucción de la curva del nivel del mar es sensible a discrepancias con respecto al patrón de ajuste glacio e hidro-isostático (GIA) (Vacchi *et al.*, 2018) debido a tres factores principales: la actividad sísmica, la tasa de subsidencia y el grado de compactación. La actividad sísmica (<0,5 M) es apenas perceptible en la zona de estudio (Olivera *et al.*, 1992; Anzidei *et al.*, 2014). Las tasas de subsidencia son altas en esta área y varían mucho en los estudios previos. Según Zazo *et al.* (1993) la subsidencia en la costa de la Albufera de Valencia es de 0,12 mm yr⁻¹ en los últimos 200 ka y, según Serpelloni *et al.* (2013), es menor de 2mm yr⁻¹ (velocidades verticales de GPS). Albarracín *et al.* (2013), a través de sísmica de la plataforma interna, señalan una subsidencia de 0,3 mm yr⁻¹ en los últimos 22 ka BP. Por último, el grado de compactación y carga del sedimento (asociado a la porosidad y la capacidad del sedimento para almacenar agua) tiene efectos deformantes de hasta 2 m ± 1 m (Ferrier *et al.*, 2018), lo que afectan a la curva del nivel relativo del mar. Según Vacchi *et al.* (2018) el grado de compactación a partir de la edad de 6500 años es muy significativo. En este contexto, dadas las edades que ofrecen las dataciones se asume un cierto grado de compactación.

Debido a estos factores, el registro RSL (Rise Sea Level) de Valencia debe usarse con precaución ya que los cambios verticales posteriores al depósito (ya sean positivos o negativos) pueden haber afectado a la potencia actual de los testigos (Vacchi *et al.*, 2018). En cualquier caso, se han calculado los ratios de ascenso del nivel del mar para intervalos iguales con objeto de estimar en la curva extrapolada el ritmo de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno (Figura 51.-). De acuerdo con Vacchi *et al.* (2018) el nivel relativo del mar tuvo un rápido ascenso en el Holoceno temprano (~12 a ~8 ka BP) seguido de una repentina ralentización en los ratios del nivel relativo del mar en el Holoceno medio (~7,5 y ~4 ka BP) y, finalmente, unos cambios mínimos durante el Holoceno tardío (desde ~4 ka BP).

Los resultados de los testigos indican que desde el 8.600 cal yr BP hasta el 6.600 cal yr BP el ritmo de ascenso es máximo (2,6 mm yr⁻¹), lo que se ve favorecido por la indudable subsidencia de la cuenca. No obstante, es menor que en otros estuarios y marjales del sur de la Península Ibérica, donde el ritmo de ascenso es de 5,7 mm yr⁻¹ (Dabrio *et al.*, 2000) y 8 mm yr⁻¹ (Brisset *et al.*, 2018). El ritmo, aunque desciende ligeramente entre 6.600 cal yr BP y 4.600 cal yr BP, continúa siendo elevado (2,3 mm yr⁻¹), con velocidades similares a las calculadas en estuarios del sur de la Península Ibérica para el mismo periodo (2,6 mm yr⁻¹) (Dabrio *et al.*, 2000). Entre 4.600 cal yr BP y 2.600 cal yr BP este aumento del nivel medio del mar es de 0,9 mm yr⁻¹, muy similares al identificado por Vacchi *et al.* (2018) en los últimos 6000 años en el Golfo de Valencia (1mm yr⁻¹). Por último, entre el 2.600 cal yr BP y 500 cal yr BP el ascenso es mínimo (0,5 mm yr⁻¹) coincidiendo con los valores identificados por Vacchi *et al.* (2018) en los últimos 2000 años.

El comportamiento eustático del MIS 1 en la Albufera de Valencia es similar al identificado en otras lagunas litorales próximas (Blázquez *et al.*, 2017, 2018;

Brisset *et al.*, 2018) y para algunos autores (Goy *et al.*, 2003; Zazo, 2015) es al menos 1 m más alto respecto al nivel actual. En la Albufera de Valencia, según este trabajo, la máxima transgresión marina del MIS 1 se registra a 3 km de la línea de costa actual en facies de laguna comunicada con el medio marino; en el Marjal de Pego-Oliva se constata una playa a 2 km de la línea de costa actual (Brisset *et al.*, 2018); en la cuenca del Bajo Segura una laguna conectada con el mar que se reconoce hasta 19 km de la costa actual (Blázquez *et al.*, 2005) y en el Marjal de Almenara una facies de playa a 450 m de la línea de costa actual se atribuye al máximo del MIS 1 (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018). Este máximo transgresivo se registra en el 5.500 cal yr BP en lagunas próximas al área de estudio (Blázquez y Usera, 2010; Blázquez *et al.*, 2018; Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018).

La cronología de los niveles del mar estudiados en este trabajo (subunidad AII SALL/2; unidad IV, SAL3; subunidad Ila SAL4) es sincrónica con el comienzo del Óptimo Climático Holoceno, en el 7000 BP. De acuerdo con Cacho *et al.* (2010), el Óptimo Climático Holoceno no fue un evento coordinado en toda la Península Ibérica, ya que se constatan distintas edades según las zonas: en el norte el máximo del MIS 1 se registra antes de los 8 ka BP (González-Sampériz *et al.*, 2006), en el este y sur algo más retardado, entre el 7 y 6 ka BP (Carrión, 2002, 2007 y 2008; Fernández *et al.*, 2007). En la zona del levante valenciano tuvo lugar de forma aún más tardía, alrededor de entre el 7 y 5,2 ka aproximadamente, de acuerdo a los resultados obtenidos en este y otros estudios (Blázquez y Usera, 2010; Blázquez *et al.*, 2018; Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018). Estas cronologías son coincidentes con los periodos fríos identificados en el mar de Alborán, no siempre áridos como, por ejemplo, el 5.500 BP (Cacho *et al.*, 2010). A partir de esa edad se observa una ralentización del pulso eustático.

La importancia manifiesta de la subsidencia de la zona de estudio y la compactación, sin duda ha modificado la curva relativa del nivel del mar. No obstante, en la zona costera permite corroborar paleoambientes ligados al ascenso o descenso eustático, especialmente en los testigos situados próximos a la barrera.

Tasas de sedimentación

Desde el punto de vista sedimentario, durante el Holoceno los aportes terrígenos en las zonas costeras del este peninsular son muy importantes (Fletcher y Zielhofer, 2013). Los ratios de sedimentación son buenos indicadores de la estabilidad de los humedales (Day *et al.*, 2011). No obstante, en los sondeos analizados, los ratios de sedimentación no son muy elevados si se comparan con registros de estuarios meridionales (Dabrio *et al.*, 2000).

Se puede observar en la base del sondeo SAL 3, tasas de sedimentación elevadas ($4,1 \text{ mm yr}^{-1}$) a partir del $8.418 \pm 77 \text{ cal yr BP}$, que pueden corresponder con el desarrollo de la primera barrera holocena en un momento de pausa en el ascenso del nivel del mar, hacia el 7.500 BP (Vacchi *et al.*, 2016). En general, las tasas de acreción de los sondeos presentan niveles de sedimentación muy bajos hasta el $4.605 \pm 175 \text{ cal yr BP}$ (SAL1/2), $4.706 \pm 106 \text{ cal yr BP}$ (SAL3), $5.683 \pm 152 \text{ cal yr BP}$ (AAR) (SAL4) que puede tener relación con el pulso eustático registrado hasta aproximadamente el 5.200 BP (fecha interpolada) y el posterior desarrollo de una segunda barrera costera (Santisteban *et al.*, 2009). Tras el máximo eustático aumenta ligeramente la acreción de los sondeos más interiores hasta el $2.300 \pm 120 \text{ cal yr BP}$ (SAL1/2), indicando una estabilización de la tasa de ascenso del nivel del mar que continúa en aumento. Este hecho es coincidente con la curva extrapolada y con las evidencias registradas por Santisteban *et al.* (2009). Por último, durante el periodo entre el $1.360 \pm 50 \text{ cal yr BP}$ (SAL1/2) hasta la actualidad los

ratios de acreción son máximos en todos los sondeos, en consonancia con el desarrollo de las barreras holocenas. Se constata de forma general una velocidad media de acreción de $\sim 1\text{mm}^{-1}$, con mayor potencia de testigo en SAL1/2 y SAL3.

Los ratios de acreción en la zona de estudio son similares a los calculados en otros humedales mediterráneos ($\sim 1\text{ mm/yr}$) (Ejarque *et al.*, 2016) sin tener en cuenta la subsidencia, ya que eliminando su influencia se podrían estimar unos valores incluso superiores. En el caso de la Albufera de Valencia, el ritmo de ascenso del nivel del mar, junto con la subsidencia local y unos ratios de acreción de 1mm/yr pudo reforzar la entrada de agua marina identificadas en la laguna.

Facies transgresivas y regresivas de la barrera

Una vez analizados los ratios de sedimentación y los pulsos eustáticos, se procede a correlacionar los paleoambientes identificados en posiciones muy próximas a la barrera con las evidencias de barreras registradas en el apartado 4.7 por varios autores (Carmona *et al.*, 1994; Santisteban *et al.*, 2009; Carmona *et al.*, 2016; Ruiz y Carmona, 2019), quienes han diferenciado diferentes fases de la formación de barreras holocenas en la Albufera de Valencia.

Hay que señalar que, según Bellotti *et al.* (1994); Adlam (2005); Anderson *et al.* (2014), los factores más significativos en la conservación de las barreras costeras son: la subsidencia de la cuenca, la compactación, las fuentes de sedimento, los pulsos eustáticos y las corrientes costeras (oleaje y mareas).

Respecto a la subsidencia, Carmona y Ruiz (1999) destacan la influencia negativa de este factor en la preservación de la barrera, ya que indican que es el causante de la pérdida del registro de las fases de progradación de la barrera en el Palmar (Marco-Barba *et al.*, 2013b; Santisteban *et al.*, 2009),

localizado en el sector más meridional, donde se registran tasas de subsidencia de hasta $0,45 \text{ mm yr}^{-1}$ (Rey y Fumanal, 1996). La interrupción de la fuente de alimentación sedimentaria o el cambio del origen de las corrientes litorales que construyen la barrera constituyen factores fundamentales en la conservación de las mismas (Anderson *et al.*, 2014). Los rangos de marea también controlan la posición de estas barreras o incluso la existencia de la barrera misma (Adlam, 2015). Por último, los pulsos eustáticos, tienen una influencia relevante, ya que el ritmo de avance eustático puede llevar a sumergir o preservar las barreras (Bellotti *et al.*, 1994).

Teniendo en cuenta estos factores, se describen a continuación fases transgresivas y regresivas identificadas en los testigos y su posible correlación con barreras que se conservan en superficie.

A 900 m de distancia de la barrera costera actual (SAL3) una facies aluvial evoluciona progresivamente a una laguna salobre que se mantiene hasta el $7.870 \pm 75 \text{ cal yr BP}$ (unidad II SAL3). Más tarde, aumenta el aislamiento de la laguna (unidad III SAL3) que se relaciona con la formación completa de esta barrera más antigua, al menos en las cercanías del sondeo. La ralentización del pulso eustático a partir del 7.500 BP (Vacchi *et al.*, 2016) permitió el desarrollo de facies de barrera tanto en la costa como en la plataforma continental interna del Golfo de Valencia (Albarracín *et al.*, 2013; Alcántara-Carrió *et al.*, 2013). Esta barrera puede ser coetánea a las arenas infralitorales identificadas en el $6.980 - 6.780 \text{ cal yr BP}$ (Carmona y Pérez-Ballester, 2011; Ruiz y Carmona, 2005) y podrían asociarse a la facies de *backshore* con gravas y cantos aplanados procedentes del Turia, que se identifican en posiciones más próximas de la barrera actual (unidad I, SAL4) (Figura 54.-). Este ambiente de *backshore* evoluciona a una *backbarrier flat* hacia el $6.727 \pm 671 \text{ cal yr BP}$ coincidiendo con fases progradantes identificadas en el Golfo de Almería (HI: 7.400-6.000 BP) (Goy *et al.*, 2003), aunque de acuerdo a Santisteban *et al.*

(2009) solo se registra en la zona más al norte de la barrera. Hasta el 5.300 BP (fechas interpolada) (SAL3) se instalan condiciones más expuestas de la laguna (Figura 52.-), en consonancia con los bajos ratios de acreción del sondeo, lo que indica posiblemente el máximo transgresivo holoceno, persistiendo cotas altas de transgresión marinas. Estas fluctuaciones eustáticas influyen en la sedimentación del sistema de playa (Goy *et al.*, 2003).

En el caso de la Albufera de Valencia la función del oleaje y los aportes de origen fluvial parecen determinantes tanto para el tamaño de la laguna como de la barrera costera. Por tanto hay que tener en cuenta que existen diferentes variables climáticamente hablando, como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) que, según Davis y Stevenson (2007), tiene una influencia manifiesta en el desarrollo de estas barreras. El efecto del enfriamiento en latitudes altas asociadas al evento 8.2 reforzó el gradiente latitudinal de temperatura provocando que la célula de Hadley retrocediera hacia el Ecuador y llevando de vuelta el anticiclón subtropical a posiciones más meridionales, lo que dio lugar a una intensa sequía en el Mediterráneo. Por otro lado, hacia 5,3 ka cal BP los resultados muestran un nuevo cambio a condiciones climáticas áridas en el tránsito entre el Holoceno medio y tardío (Tallón-Armada *et al.*, 2014). En el entorno del área de estudio este cambio se asoció al incremento de incendios, que provocó un aumento de la erosión del suelo y una mayor disponibilidad de sedimentos y al aumento de la capacidad de transporte por el incremento de las lluvias estacionales y las torrenciales. Estas evidencias concuerdan con depósitos de tamaño arenas mal clasificado (SAL4) que puede ser coincidente con un evento de paleotormenta que ocurriría alrededor del 5.683 ± 152 cal yr BP (AAR), en consonancia con periodos de incremento de la actividad tormentosa (5.650-5.400 BP) en el Mediterráneo occidental (Sabatier *et al.*, 2012). Estos resultados muestran la rápida adaptación costera a la variabilidad climática del holoceno temprano.

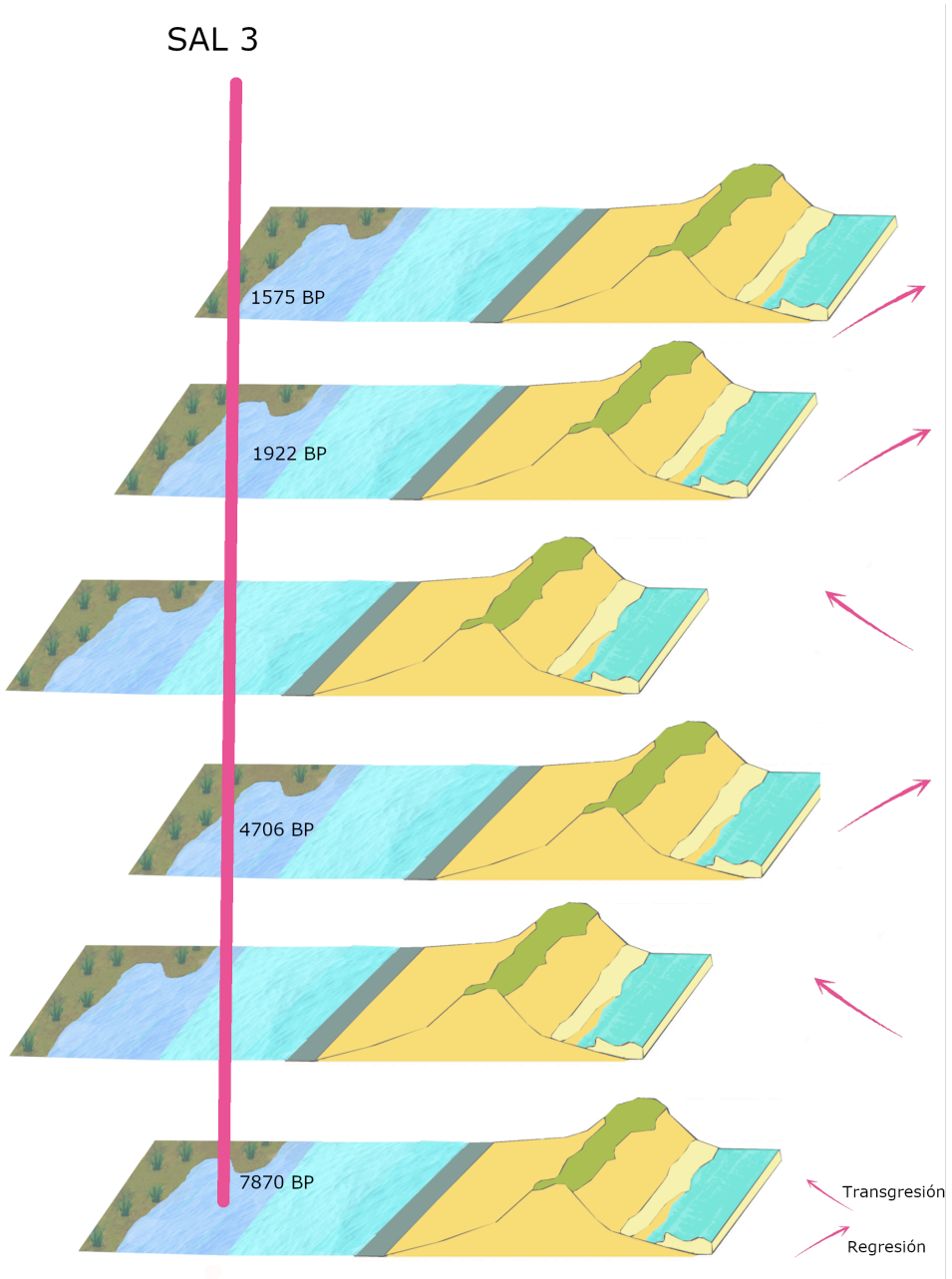


Figura 52.- Fases transgresivas y regresivas en la zona de barrera costera SAL 3.

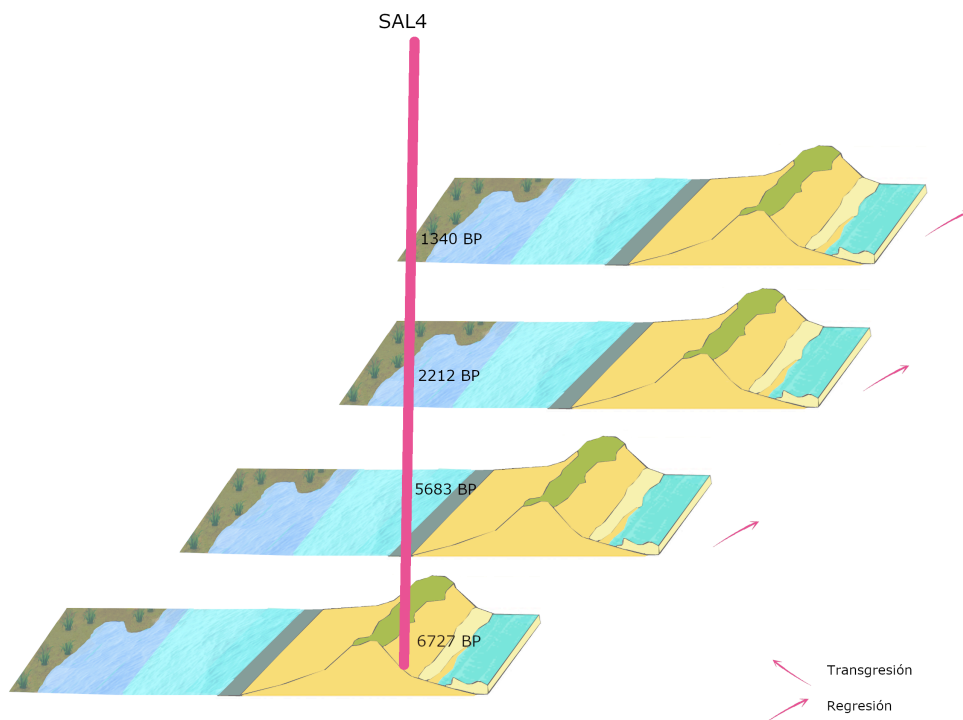


Figura 53.- Fases transgresivas y regresivas en la zona de la barrera costera SAL4.

A partir del 5.300 BP (fecha interpolada) (SAL 3) se registra una fase regresiva marina, coetánea con incrementos en los ratios de sedimentación, datada en 4.706 ± 106 cal yr BP. En facies más costeras no se observa la regresión marina, ya que se mantiene el *backbarrier flat*, aunque con mayor fracción limoarcillosa. Estos depósitos constatan la progradación de la barrera holocena asociada al 4.400 BP (Santisteban *et al.*, 2009) y las condiciones de aridez establecidas por el evento 4.2 ka de Bond. Además, se correlacionan con la fase H2 identificada por Goy *et al.* (2013) (5.400-4.200) que se interpreta como una fase de progradación costera. A continuación se registra una fase transgresiva identificada en el sondeo SAL3 entre el 4.550 ± 442 cal yr BP, que perdura hasta aproximadamente 3.220 BP (fecha interpolada).

Esta fase puede estar relacionada con la subsidencia de la barrera y el grado de compactación más que con el pulso eustático; no obstante, en el Golfo de Almería se registra un episodio erosivo (3.155 cal BP) que se interpretó como consecuencia del ascenso del nivel del mar no compensado por la entrada de sedimentos (Goy *et al.*, 2003). Este pulso también se ha podido identificar en el marjal de Almenara (Mediato *et al.*, 2011). Sin embargo, este cambio de facies no se registra en el paleoambiente de *backbarrier flat*, lo que puede corroborar la formación de una barrera emergida y sumergida de forma intermitente y abierta por la zona norte, en consonancia con una segunda barrera holocena identificada en el 3360-3150 con ambiente de *backbarrier* con ambientes dunares asociados (Carmona *et al.*, 2016) (Figura 53.-).

Entre el 2.800-2.200 BP se han identificado un aumento de la cantidad de sedimentos en el río Turia cuando lenguas de arenas, gravas o barras sumergidas alcanzan la laguna abierta (Ruiz y Carmona, 2019). Esto puede estar relacionado con el comienzo de acumulaciones eólicas en las zonas costeras hacia los 2700 años (Borja *et al.*, 1999). El engrosamiento de la barrera produce un cambio en los ambientes lagunares con mayor influencia del medio fluvial, evidenciando una mayor potencia y estabilización de las barreras costeras holocenas. A esta edad se identifica una tercera barrera datada en el 2300-2200 caracterizada por arenas de estratificación cruzada (Carmona *et al.*, 1994), y en el 2.500 BP, definida como arenas de grano medio (Santisteban *et al.*, 2009). Este depósito se corresponde en los sondeos analizados con una laguna salobre (2.212 ± 90 cal yr BP (SAL4); 1.922 ± 92 cal yr BP (SAL3)). Esta progradación de los ambientes hacia el mar es similar a la unidad progradante descrita por Goy *et al.* (2003) (H4 2.700-1.900). El aislamiento progresivo de la laguna es contemporáneo con las barreras arenosas que cerraron otras lagunas mediterráneas (Dolez *et al.*, 2015; Dezileau *et al.*, 2016) y la progradación de deltas mediterráneos (Stefani y

Vincenzi, 2005; Amorosi *et al.*, 2013). Este cierre progresivo de las lagunas mediterráneas es también coincidente con el evento 2.8 de Bond.

Hacia techo de los testigos se observan variaciones en el registro de paleoambiente que indican el aislamiento definitivo de mar abierto del sector más septentrional, donde ambientes más restringidos y dulceacuícolas se registran de forma más temprana en posiciones septentrionales. Esto puede ser debido al desplazamiento de la desembocadura del río Turia a partir del 1.600 BP (Carmona *et al.*, 2016), que produce un desarrollo de la barrera costera aún más significativo y convirtiendo lentamente los ambientes de laguna en ambientes de marjal de agua dulce, pasando por la fase de marjal salobre (unidad VIIb y VIII; SAL3). Una última barrera de arena progradante datada en el 1.373 ± 137 cal yr BP (Ruiz y Carmona, 2019) se identifica con la formación de la barrera más actual (1.200 BP) encontrada por Santisteban *et al.* (2009). La acción de esta barrera puede constatarse en el cambio a facies de marjal salobre a marjal oligohalina. La estabilización y progradación del sistema costero de barrera y el cambio a una laguna salobre aislada del mar, pudo verse favorecida por las condiciones áridas analizadas en la Península Ibérica en esa época (Schröder *et al.*, 2018) y por las inundaciones de alta magnitud identificadas en el río Turia (Carmona y Ruiz, 2011). En la época más reciente, eventos climáticos como la Pequeña Edad de Hielo no tienen un impacto significativo en el comportamiento de la barrera costera, aunque si se puede observar algún cambio en la zona más interna de la laguna, como ya se ha comentado.

El conjunto de pulsos eustáticos, ratios de sedimentación y la identificación de la evolución de facies regresivas y transgresivas, ha permitido correlacionar las facies de barreras identificadas en estudios previos, con similitudes en lagunas y marjales mediterráneas indicando un

comportamiento más global en la formación de barreras holocenas y su conexión con condiciones climáticas.

CAPÍTULO 5. SISTEMÁTICA

5.1. Sistemática de Foraminíferos

Para la clasificación de los foraminíferos bentónicos se han utilizado los estudios de Pawlowski *et al.* (2013), Loeblich y Tappan (1988) y la World Register of Marine Species, WoRMS Editorial Board (2020). Dentro de este apartado se ha indicado el número de especies hallado por muestra y sondeo; también se han descrito los estudios más actuales en cuanto a la distribución de los foraminíferos en ambientes costeros y marinos de la península ibérica. En el caso de no encontrar estudios recientes se ha mantenido estudios más antiguos con el objeto de caracterizar su distribución. Respecto a la autoecología, se han incorporado estudios más recientes y además se ha complementado con los resultados del estudio de foraminíferos actuales López-Belzunce *et al.* (2014).

La clasificación de Loeblich y Tappan (1988) se basó en la naturaleza de la pared, siendo su composición y textura la base de diferenciación. Tras los estudios de Loeblich y Tappan los avances más significativos fue la modificación de los niveles de clasificación, siendo los foraminíferos aglutinados los que más han variado en su clasificación (Kaminski, 2000; Kaminski, en Bubík y Kaminski, 2004; Kender *et al.*, 2007).

Los trabajos recientes (Pawlowski y Holzmann, 2002; Ertan *et al.*, 2004; Schweizer *et al.*, 2005; Grimm *et al.*, 2007; Schweizer *et al.*, 2008) se basan en estudios de ADN ribosómico en lugar de las características morfológicas y mineralógicas, de ahí la reclasificación de WoRMS, pero esta clasificación aún no es aceptada de forma generalizada por los micropaleontólogos.

En este estudio se han analizado 52.985 caparazones de foraminíferos bentónicos, que corresponden a 59 especies diferentes que se incluyen en los órdenes Lagenida, Lituolida, Miliolida, Rotaliida y Textulariida.

Reino CHROMISTA Cavalier-Smith, 2010

Subreino HAROSA Burki et al., 2007

Infrareino RHIZARIA Cavalier-Smith, 2002

Filo FORAMINIFERA Margulis y Schwartz, 1998

Clase GLOBOTHALAMEA, Pawlowski, Holzmann y Tyszkza, 2013

Conchas formadas por el prolóculo seguido de cámaras multiloculares y globuladas; las aberturas pueden estar situadas en la zona basal, terminal o en casi toda el área de la concha; concha calcárea de tipo hialina, con algunas incrustaciones aglutinantes orgánicas; presentes tanto en el plancton como en el ambiente bentónico (Pawloski *et al.*, 2013).

SUBCLASE GLOBOTHALAMIA Pawlowski, Holzmann, Fahrni y Richardson,

2003

ORDEN LAGENIDA

Suborden LAGENINA Delage y Hérouard, 1896

Superfamilia NODOSARIOIDEA Ehrenberg, 1838

Familia LAGENIDAE Reuss, 1862

Género *Hyalinonetrion* Patterson y Richardson, 1988

Hyalinonetrion gracillimum (Seguenza, 1862)

(Lám.V, fig 8, 9)

Sinonimias:

1862 *Amphorina gracillima* (Seguenza), p. 51, lám. I, fig. 37.

1974 *Lagena gracillima* (Seguenza). Colom, p. 99, fig. XIII m.

2020 *Hyalinonetrion gracillimum* (Seguenza). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 4: Muestra 26. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie marina.

ORDEN LITUOLIDA

SUBORDEN TROCHAMMININA Saidova, 1981

Superfamilia TROCHAMMINOIDEA Schwager, 1877

Familia TROCHAMMINIDAE Schwager, 1877

Género *Entzia* Daday, 1883

Entzia macrescens (Brady, 1870)

Sinonimias:

1870 *Jadammina macrescens* (Brady), p. 290 pl. 11 fig. 5

1870 *Trochammina inflata* var. *macrescens* Brady, p. 290 pl. 11 fig. 5

1870 *Trochammina macrescens* Brady, p. 290 pl. 11 fig. 5

1883 *Entzia tetrastomella* Daday, 8: 197-228, pl. 5.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 7, 1. Un total de 10 caparazones.

TRE 3: Muestras 2, 1. Un total de 30 caparazones.

Total ejemplares: 40

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Estuario del Guadalquivir (Ruiz *et al.*, 2005), en los Estuarios del

Guadiana (González-Regalado *et al.*, 2001), en el Marjal de Torreblanca (Usera *et al.*, 2002), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en los estuarios vascos (Pascual *et al.*, 2002; Cearreta *et al.*, 2008; Leorri y Cearreta, 2009).

Autoecología:

Especie infaunal de ambientes salobres, estuarinos y de marjal (Guillem, 2007). En la albufera de Valencia aparecen en sustratos limoarcillosos y con altos aportes de materia orgánica.

Familia HAPLOPHRAGMOIDIDAE Maync, 1952

Género *Haplophragmoides* Cushman, 1910

***Haplophragmoides* sp.**

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 19. Un total de 1 caparazón.

Familia TROCHAMMINIDAE Schwager, 1877

Género *Trochammina* Parker y Jones, 1859

Trochammina inflata (Montagu, 1808)

(Lám. IV, fig. 14)

Sinonimias:

1808 *Nautilus inflatus* (Montagu), p. 81, lám. XVIII, fig. 3

1971 *Trochammina inflata* (Montagu). Murray, p. 35, lám. X, figs. 3-6.

1988 *Trochammina inflata* (Montagu). Loeblich y Tappan, p. 122, lám. CXXIX, figs. 20-23.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 1. Un total de 7 caparazones.

TRE 3: Muestras 2, 1. Un total de 13 caparazones.

Total ejemplares: 20

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en los estuarios del Guadiana (González-Regalado *et al.*, 2001; Ruiz *et al.*, 2005), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Jávea (Usera *et al.*, 2002), en la Albufera de Valencia (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en Benicassim (Usera *et al.*, 2002), en la Albufera de Torreblanca (Guillem, 2007), en la antigua laguna costera de Peñíscola (Usera *et al.*, 2002), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la ría de Gernika, (Pascual *et al.*, 2002; Pascual y Rodríguez-Lázaro, 2006), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie tanto infaunal como epifaunal, eurihalina y euritérmica de aguas frías y templadas, detritívora. Presente en sustratos limoarcillosos con altos aportes de materia orgánica, y en ambientes hiposalinos aunque soporta amplios rangos (Cearreta, 1989; Murray, 1991).

Orden MILIOLIDA

Superfamilia MILIOLOIDEA Ehrenberg, 1839

Familia CRIBROLINOIDIDAE Haynes, 1981

Género *Adelosina* d'Orbigny, 1826

Adelosina bicornis (Walker y Jacob, 1798)

(Lám. II, fig. 3, 4)

Sinonimias:

- 1798 *Serpula bicornis* (Walker y Jacob), p. 663, lám. XIV, fig. 2
1970 *Quinqueloculina bicornis* (Walker y Jacob). Mateu, lám. IX, figs. 114-117
1971 *Quinqueloculina bicornis* (Walker y Jacob). Murray, p. 57, lám. II, figs. 1-5
2020 *Adelosina bicornis* (Walker y Jacob, 1798). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 53-46, 44, 41-38. Un total de 42 caparazones.

TRE 2: Muestras 31-29. Un total de 4 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21. Un total de 13 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-44, 39, 37, 36, 32, 26. Un total de 113 caparazones.

Total ejemplares: 172

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie infaunal de aguas frías a templadas (10-25°C) y estenohalina (35 y 38‰), (Murray, 1991). Presentes en sustrato limoarenosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997) y arenas finas (Martínez, 2012), en ambientes transicionales costeros y hasta los 100 metros (Murray, 1991). Frecuente en el Mediterráneo (Murray, 1991).

Adelosina colomi (Le Calvez y Le Calvez, 1958)
(Lám. II, fig. 5)

Sinonimias

- 1958 *Quinqueloculina colomi* (Le Calvez y Le Calvez), p. 176, lám. III, figs. 15-16; lám. IV, figs. 17-19.
- 1974 *Quinqueloculina (Adelosina) colomi* (Le Calvez y Le Calvez). Colom, 197, p. 187, fig. 57, a-d.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 56, 27, 25. Un total de 3 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-29. Un total de 12 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21. Un total de 13 caparazones.

SAL 4: Muestras 36, 26, 24. Un total de 4 caparazones.

Total ejemplares: 32

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Autoecología:

Especie presente en fondos arenosos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), detríticos, coralígenos y de maërl (Alberola, 1997). Aparece en fondos con presencia de praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica*) (Blanc-Vernet 1969, 1984; Colom, 1974) y se desarrolla de forma notable en fondos con presencia de carbonatos (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Adelosina mediterransis (Le Calvez y Le Calvez).

Sinonimias:

- 1958 *Quinqueloculina mediterransis* (Le Calvez, J. y Y), p. 177, lám. 4, fig. 29-31.
 1973 *Quinqueloculina mediterransis* (Le Calvez, J. y Y). Haynes, p. 73, lám. 7, fig. 4-5; lám. 8, fig. 1.
 2012 *Adelosina mediterransis* (Le Calvez, J. y Y.). Milker y Schmiedl, p. 48, fig. 12.22-28.
 2020 *Adelosina mediterransis* (Le Calvez, J. y Y.). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 51. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie epífita y estenohalina. Presente en fondos detríticos enfangados y de maërl (Alberola, 1997). Asociada a los rizomas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970; Colom, 1974 como *Quinqueloculina*).

Adelosina longirostra (d'Orbigny, 1846)

(Lám. II, fig. 6)

Sinonimias:

- 1826 *Quinqueloculina longirostra* (d'Orbigny), p. 303.
 1929 *Quinqueloculina laevigata* (d'Orbigny). Cushman, p. 30, lám. 4, fig. 3 a-c.
 1974 *Quinqueloculina laevigata* (d'Orbigny). Colom, p. 187, fig. 52, a-j.
 1988 *Adelosina laevigata* (d'Orbigny). Loeblich y Tappan, p. 328, lám. 337, fig. 1-19.
 2012 *Adelosina longirostra* (d'Orbigny). Milker y Schmiedl, p. 48, fig. 12.20-21.
 2020 *Adelosina longirostra* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 55, 53, 49-47, 42, 25, 24. Un total de 19 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-30. Un total de 38 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21. Un total de 28 caparazones.

SAL 3: Muestras 99-97, 88, 86, 84, 80, 74, 64, 60-49, 41-33. Un total de 100 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 47, 45, 39, 37-26, 23, 21. Un total de 106 caparazones.

Total ejemplares: 291

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epífita, euritérmica (10-25°C) y estenohalina (entre 35 y 38‰), (Murray, 1991). Presente en sustratos limoarenosos, arenas de fracción gruesa, arenas con biodepositos, coralígenos enfangados, maërl (Alberola, 1997) y sustratos de diferentes texturas (Murray, 1991; Mateu, 1981; Blázquez, 1995; Alberola, 1997; Usera y Blázquez, 1997), próximo a la zona de estudio presenta mejor desarrollo en arenas bioclásticas (López-Belzunce *et al.*, 2014). Es abundante siendo epífita de praderas de *Posidonia oceanica* (Colom, 1974).

***Adelosina pulchella* (d'Orbigny, 1826)**

Sinonimias:

1826 *Quinqueloculina pulchella* (d'Orbigny), p. 303.

1929 *Quinqueloculina pulchella* (d'Orbigny). Cushman p. 34, lám. 6, fig. 7-8.

1960 *Quinqueloculina pulchella* (d'Orbigny). Barker, p. 12, lám. VI, fig. 13-14.

- 1974 *Quinqueloculina pulchella* (d'Orbigny). Colom, p. 187, fig. 53, a-g.
2020 *Adelosina pulchella* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestra 51. Un total de 1 caparazón.
SAL 3: Muestra 52. Un total de 1 caparazón.
SAL 4: Muestra 47. Un total de 2 caparazones.
Total ejemplares: 4

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie presente en los rizomas de praderas de fanerógamas como *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) y aunque es poco frecuente también aparece en algunos fondos detríticos (Alberola, 1997). Frecuente en el Mediterráneo.

Superfamilia CORNUSPIRACEA Schultze, 1854

Familia CORNUSPIRIDAE Schultze, 1854

Subfamilia CORNUSPIRINAE Schultze, 1854

Género *Cornuspira* Schultze, 1854

Cornuspira involvens (Reuss, 1850)

Sinonimias:

- 1850 *Operculina involvens* (Reuss), p. 370, lám. 46, fig. 20.
1929 *Cornuspira involvens* (Reuss). Cushman, p. 80, lám. 20, fig. 6,8.
1960 *Cornuspira involvens* (Reuss). Barker, p. 22, fig. 1-3.
1971 *Cyclogyra involvens* (Reuss). Murray, p. 53, lám. 18, fig. 1-3.
2012 *Cornuspira involvens* (Reuss). Milker y Schmiedl, p. 44, fig. 12.1.

2020 *Cornuspira involvens* (Reuss). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 3: Muestras 50, 43. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 44, 26. Un total de 5 caparazones.

Total ejemplares: 7

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en un canal cercano a los ríos Tinto y Odiel (Ruiz *et al.*, 2005), en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Jávea (Usera *et al.*, 2002), en la albufera de Torreblanca (Guillem, 2007), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la ría de Bilbao (Cearreta *et al.*, 2002b; Leorri, 2003; Leorri y Cearreta, 2004), en la ría de Vigo (Diz y Francés., 2008).

Autoecología:

Especie epifaunal y eurihalina, presente en fondos con muchos restos de conchas y limoarcillosos (Murray, 1991) y arenas de fracción fina (Alejo *et al.*, 1999), alto grado de adaptación a lagunas litorales hiposalobres.

Superfamilia MILIOLOIDEA

Familia HAUERINIDAE Schwager, 1876

Subfamilia HAUERININAE Schwager, 1876

Género *Lachlaella* Vella, 1957

Lachlanella undulata (d'Orbigny, 1852)

Sinonimias:

1852 *Quinqueloculina undulata* (d'Orbigny), p. 195.

2012 *Lachlanella undulata* (d'Orbigny). Milker y Schmiedl, p. 55, fig. 14.24-26.

2020 *Lachlanella undulata* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 30. Un total de 2 caparazones.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 5 caparazones.

SAL 3: Muestra 58. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 48, 47, 38-34, 26. Un total de 15 caparazones.

Total ejemplares: 24

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenotópica de hábitat marino. Coloniza sustratos arenosos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), limoarcillosos y de maërl (Alberola, 1997). Presente en la praderas de fanerógamas marinas (Ribes *et al.*, 1992) de la zona mediterránea.

Género *Massilina* Schlumberger, 1893

Massilina secans (d'Orbigny, 1826)
(Lám. I, fig. 4, 5, 6)

Sinonimias:

1826 *Quinqueloculina secans* (d'Orbigny), p. 303.

1929 *Massilina secans* (d'Orbigny). Cushman, p. 37, lám. 7, fig. 3-4.

1971 *Massilina secans* (d'Orbigny). Murray, p. 67, lám. 25, fig. 1-6.

1973 *Massilina secans* (d'Orbigny). Haynes, p. 53, lám. 5, fig. 3-4; lám. 8, fig. 6; lám. 32, fig. 4.

1974 *Massilina secans* (d'Orbigny). Colom, p. 206, fig. 58, a-c.

1988 *Massilina secans* (d'Orbigny). Loeblich y Tappan, p. 92, lám. 344, fig. 1-3.

2020 *Massilina secans* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 54,51, 48, 40 y 30. Un total de 6 de caparazones.

TRE 2: Muestras 32-29, 26. Un total de 41 caparazones.

TRE 3: Muestras 23, 22. Un total de 18 caparazones.

SAL 3: Muestras 74, 64, 60-58, 52, 41-35. Un total de 36 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 48, 44, 43, 39, 37-29, 23. Un total de 82 caparazones.

Total ejemplares: 219

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la ría de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epífita y estenotópica de ambientes marinos litorales (Murray, 1971). Aparece en fondos arenosos y limoarcillosos (Mateu, 1970) y fondos de arena gruesa (Planelles, 1996). Asociada a rizomas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970; Blanc-Vernet, 1984). En el área próxima a la zona de estudio se desarrolla de forma significativa en sustratos carbonatados (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Subfamilia MILIOLINELLINAE Vella, 1957

Género *Miliolinella* Wiesner, 1931

Miliolinella circularis (Bornemann, 1855)

(Lám. I, fig. 14, 15)

Sinonimias:

1855 *Triloculina circularis* (Bornemann), p. 349, lám. XIX, fig. 4a-c.

1974 *Miliolinella circularis* (Bornemann). Colom, p. 206, fig. 57, t. v.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 52, 47, 46, 44, 42, 39, 36, 34, 30, 28, 27, 25-23, 21. Un total de 75 caparazones.

TRE 2: Muestras 30-20, 18, 17. Un total de 68 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21, 19, 18, 15, 9. Un total de 15 caparazones.

SAL 3: Muestras 100, 98, 95-82, 77, 74-72, 67, 64-62, 58-52, 49-18, 16. Un total de 196 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-47, 45, 44, 39, 37-21, 19-16. Un total de 247 caparazones.

Total ejemplares: 601

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenohalina frecuente del Mediterráneo. Presente en sustratos limoarenosos (Ribes *et al.*, 1992; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999). Presente en praderas de *Posidonia oceanica*, en fondos maërl, detriticos enfangados y coralígeno (Alberola, 1997). En este estudio se desarrolla mejor en sustratos de fracción arenas.

Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)
(Lám. I, fig. 7)

Sinonimias:

- 1803 *Vermiculum subrotundum* (Montagu), p. 521.
1929 *Quinqueloculina subrotunda* (Montagu). Cushman, p. 25, lám. 2, fig. 4.
1960 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Barker, p. 10, lám. V, fig. 13-14.
1971 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Murray, p. 73, lám. 28, fig. 5-6.
1973 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Haynes, p. 56, lám. 5, fig. 5,6,12-13; lám. 31, fig. 8-9.
1987 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Loeblich y Tappan, p. 340, lám. 350, fig. 1-18.
2012 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Milker y Schmiedl, p. 63, fig. 16.31-32.
2020 *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 54-52, 49-46, 44, 41-38, 36, 32, 31. Un total de 106 caparazones.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en el estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifaunal que en condiciones de alta energía puede ser infaunal (Murray, 2009), euriterma (entre 9 y 23°C) y eurihalina (36 a 42‰) (Hohenegger *et al.*, 1993). Presente en sustratos variables tanto gravas como fracción más fina (Murray, 1991). Asociada a fondos coralígenos y detríticos (Alberola, 1997). En este estudio se desarrolla de forma más significativa en fondos con alta presencia de carbonatos.

Miliolinella webbiana (d'Orbigny, 1839)
(Lám. I, fig. 1, 2)

Sinonimias:

- 1839 *Triloculina webbiana* (d'Orbigny), p. 140, lám. 3, fig. 13-15.
1960 *Flintina bradyana* (Cushman). Barker, p. 8, lám. 4, fig. 9.
2012 *Miliolinella webbiana* (d'Orbigny). Milker y Schmiedl, p. 64, fig. 17.1-2.
2020 *Miliolinella webbiana* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 39, 36, 29. Un total de 4 caparazones.

TRE 2: Muestra 21. Un total de 1 caparazón.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestras 49, 33. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 47, 30, 29. Un total de 3 caparazones.

Total ejemplares: 11

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie estenohalina de hábitat marino, que coloniza sustratos de fracción arena, limosos y praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997). También aparece en fondos de maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia NUBECULARIOIDEA

Familia NUBECULARIIDAE Jones, 1875

Subfamilia NUBECULARIINAE Jones, 1875

Género *Nubecularia* Defrance, 1825

Nubecularia lucifuga Defrance, 1825

(Lám. V, fig. 16)

Sinonimias:

- 1825 *Nubecularia lucifuga* (Defrance), p. 210, lám. 44, fig. 3.
1960 *Nubecularia lucifuga* (Defrance). Barker, p. 2, lám. I, fig. 9-11, 13-16.
1974 *Nubecularia lucifuga* (Defrance). Colom, p. 174, fig. 47 a-e, fig. 48 a-f.
1988 *Nubecularia lucifuga* (Defrance). Loeblich y Tappan, p. 324, lám. 332, fig. 1-3.
2012 *Nubecularia lucifuga* (Defrance). Milker y Schmiedl, p. 47, fig. 12.5-6.
2020 *Nubecularia lucifuga* (Defrance). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32, 31. Un total de 15 caparazones.

TRE 3: Muestras 23, 22. Un total de 7 caparazones.

SAL 3: Muestra 39. Un total de 11 caparazones.

SAL 4: Muestra 26. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 34

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie epifaunal, estenotérmica y estenohalina. Presente en las hojas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988, 1993) y en fondos de maërl (Alberola, 1997). Próximo a la zona de estudio se desarrolla de forma significativa en sustratos con contenido en materia orgánica y fracción limoarcillosa (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Subfamilia HAUERININAE Vella, 1957

Género *Pseudolachlanella*, Langer, 1992

Pseudolachlanella eburnea (d'Orbigny, 1839)

(Lám. II, fig. 12)

Sinonimias:

1839 *Triloculina eburnea* (d'Orbigny). p. 180, lám. X, figs. 21-23.

1970 *Miliolinella eburnea* (d'Orbigny). Daniels, p. 77, tabla 4, fig. 1 a-c.

2020 *Pseudolachlanella eburnea* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 55, 52, 48-45, 42-36, 30-27, 25-20. Un total de 249 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-30, 27-20, 18-15. Un total de 136 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-17, 15-10. Un total de 65 caparazones.

SAL 3: Muestras 100-47, 43-23, 21, 19-15, 8, 6. Un total de 1333 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-43, 39, 37-16. Un total de 404 caparazones.

Total ejemplares: 2.187

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Usera *et al.*, 2002; Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003; Blázquez y Ferrer, 2005), en la Albufera de Valencia

(Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en el Marjal de Benicassim (Usera *et al.*, 2002), en la Albufera de Torreblanca (Guillem, 2007), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006).

Autoecología:

Especie epifaunal, eurihalina y euritópica presente en marjales y estuarios (Murray, 1991). Coloniza sustratos duros y se ha reconocido como autóctona de sedimentos de marjal (Usera *et al.*, 1996). En este estudio se desarrollan significativamente en fracción de tamaño arenas.

Género *Pseudotriloculina* Cherif, 1970

Pseudotriloculina rotunda (Schlumberger, 1893)

(Lám. I, fig. 8, 9)

Sinonimias:

1826 *Triloculina rotunda* (d'Orbigny), p. 299, nº 4.

1970 *Triloculina rotunda* (d'Orbigny). Mateu, p. 5, láms. VII, VIII, figs. 94- 101.

1974 *Triloculina rotunda* (d'Orbigny). Colom p.24, fig. 59, no.

2020 *Pseudotriloculina rotunda* (Schlumberger). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 1/2: Muestras 57, 56, 54, 53, 51, 48-45, 41, 40, 35, 31, 24. Un total de 60 caparazones.

TRE2: Muestras 32-29, 27-23, 21. Un total de 58 caparazones.

TRE 3: Muestras 23, 22, 21, 14. Un total de 22 caparazones.

SAL 3: Muestras 99-97, 90-89, 85, 82, 64, 58, 49-47, 41-39, 35, 23, 22, 20, 19. Un total de 49 caparazones.

SAL 4: Muestras 47-43, 39, 37, 34, 32, 31, 28, 27, 25, 24, 21, 20, 18, 16. Un total de 40 caparazones.

Total ejemplares: 229

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Género *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826

***Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, 1839**

Sinonimias:

- 1839 *Quinqueloculina agglutinans* (d'Orbigny), p. 195, lám XII, figs, 11-13
 1974 *Quinqueloculina agglutinans* (d'Orbigny). Colom, p. 188, fig. 60, l-q.
 1977 *Quinqueloculina agglutinans* (d'Orbigny). Le Calvez, p. 54-56, lám. VII, figs. 1-4.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32. Un total de 4 caparazones.

SAL 3: Muestras 99, 98, 93, 89, 85, 82-80. Un total de 28 de caparazones.

Total ejemplares: 32

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenotópica, presente en sedimentos de fracción fina, desde arenas finas a limoarcillosos (Murray, 1991; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997). Especie frecuente en rizomas de *Posidonia oceanica* (Colom, 1974) del

Mediterráneo. Abundante en medios con alto contenido en carbonatos (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Quinqueloculina duthiersi (Schlumberger, 1886)
(Lám. II, fig. 7, 8)

Sinonimias:

- 1886 *Quinqueloculina duthiersi* (Schlumberger), lám. XXXVI, Fig. 3.
1886 *Adelosina duthiersi* (Schlumberger), p. 553, lám. 16, fig. 16-18.
1973 *Quinqueloculina duthiersi* (Schlumberger). Haynes, p. 70, lám. 7, fig. 22-23.
1974 *Quinqueloculina duthiersi* (Schlumberger). Colom, p. 187, fig. 53, h-m.
2020 *Quinqueloculina duthiersi* (Schlumberger). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32, 31. Un total de 13 caparazones.

SAL 3: Muestras 64, 58. Un total de 3 caparazones.

SAL 4: Muestra 39. Un total de 2 caparazones.

Total ejemplares: 18

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2017), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Quinqueloculina elongata Natland, 1938

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 31-29, 25. Un total de 7 caparazones.

SAL 3: Muestras 43-39, 35. Un total de 22 caparazones.

SAL 4: Muestra 39, 35, 32. Un total de 5 caparazones.

Total ejemplares: 34

***Quinqueloculina reticulata* (d'Orbigny, 1826)**

Sinonimias:

- 1839 *Triloculina carinata* (d'Orbigny), p. 179, pl. 10, figs. 15, 17
 1929 *Triloculina carinata* (d'Orbigny). Cushman, p. 65, pl. 17, fig. 5
 1958 *Quinqueloculina reticulata* (d'Orbigny), var. *carinata* d'Orbigny; Le Calvez y
 Le Calvez, p. 183, pl. 5, figs. 34, 35, 43
 2012 *Lachlanella carinata* (Milker y Schmiedl). Fig. 14. 22-23.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 4: Muestra 34. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

Se ha encontrado en los fondos de Mar de Alboran y Baleares como *Lachlanella carinata* (Milker y Schmiedl, 2012).

***Quinqueloculina seminula* (Linnaeus, 1758)**

Sinonimias:

- 1758 *Serpula seminulum* (Linnaeus), p. 786, lám. 2, fig. 1a-c.
 1929 *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus). Cushman, p. 24, lám. 2, fig. 1-2.
 1960 *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus). Barker, p. 10, lám. V, fig. 6.
 1971 *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus). Murray, p. 65, lám. 24, fig. 1-6.
 1973 *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus). Haynes, p. 74, lám. 7, fig. 14,19; lám.
 8, fig. 3; lám. 32, fig. 1-3.
 1974 *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus). Colom, p. 202, fig. 54, d-f.
 1987 *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus). Loeblich y Tappan, p. 92, lám. 344, fig.
 8-13.
 2004 *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus). Martins y Gomes, p. 53, fig. 2.26.

2012 *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus). Milker y Schmiedl, p. 59, fig. 15.30-31.

2020 *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 57, 55, 54, 48, 45, 44, 42, 40-38. Un total de 45 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-30, 28. Un total de 16 caparazones.

TRE 3: Muestras 23, 22. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 48, 45, 37-34, 28, 25, 21, 16. Un total de 22 caparazones.

Total ejemplares: 85

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el subsistema Carreras y el río Piedras (Huelva) (Ruiz *et al.*, 2005), en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en el estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifaunal o infaunal hasta 10 cm (Murray, 2006), euritérmica (8 a 18°C) y estenohalina (34 y 36,5%), (Murray, 1991). Presente en sustratos de fracción de arenas medias a gruesas (Murray, 1991; García, 2012) aunque es frecuente encontrarla en todo tipo de sedimentos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997). Especie epífita de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992). También en lagunas costeras y estuarios (Murray, 1991). Puede vivir en medios con bajos niveles de oxígeno (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), soportando la anoxia (Moodley y Hess, 1992). Un factor determinante para el desarrollo de esta especie es la batimetría (Guimerans *et al.*, 1999), aunque en estudios próximos a la zona de

estudio se desarrolla de forma preferente en sustratos ricos en materia orgánica o en sustratos con carbonato cálcico.

Quinqueloculina vulgaris d'Orbigny, 1826
(Lám. II, fig. 9, 10, 11)

Sinonimias:

1826 *Quinqueloculina vulgaris* (d'Orbigny), p. 302, nº 33.

1929 *Quinqueloculina vulgaris* (d'Orbigny). Cushman, p. 25, lám. 2, fig. 3 a-c.

1974 *Quinqueloculina vulgaris* (d'Orbigny). Colom, p. 202, fig. 54, a-c.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 54, 53, 49, 47-44, 42, 40. Un total de 20 caparazones.

TRE 2: 32,31, 29. Un total de 10 caparazones.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 4 caparazones.

SAL 3: Muestra 60. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 48, 47, 39, 37. Un total de 10 caparazones.

Total ejemplares: 46

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie con presencia en ambientes detríticos limoarcillosos y de maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia SIPHONINOIDEA

Familia SIPHONINIDAE Cushman, 1927

Subfamilia Siphonininae Cushman, 1927

Género *Siphonina* Reuss, 1850

Siphonina reticulata (Czjzek, 1848)

(Lám. V, fig 14)

Sinonimias:

- 1848 *Rotalina reticulata* (Czjek) p. 145, lám. 13, fig. 7-9.
1931a *Siphonina reticulata* (Czjek). Cushman, p. 68, lám. 14, fig. 1 a-c.
1971 *Siphonina reticulata* (Czjek). Murray, p. 139, lám. 58, fig. 5-7.
1974 *Siphonina reticulata* (Czjek). Colom, p. 138, fig. 22, r-s.
1988 *Siphonina reticulata* (Czjek). Loeblich y Tappan, p. 164, lám. 624, fig. 4-6.
2012 *Siphonina reticulata* (Czjek). Milker y Schmiedl, p. 103, fig. 23.24-26.
2020 *Siphonina reticulata* (Czjek). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 31. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018) y de forma general en la zona Mediterránea (Costello *et al.*, 2001).

Superfamilia MILIOLOIDEA Ehrenberg, 1839

Familia HAUERINIDAE Schwager, 1876

Subfamilia SIGMOILINITINAE Luczkowska, 1974

Género *Sigmoilina* Schlumberger, 1887

Sigmoilina grata (Terquem, 1878)

(Lám. V, fig. 1)

Sinonimias:

- 1878 *Spiroloculina grata* Terquem, lám. V, fig. 14, 15.
1970 *Sigmoilina grata* (Terquem). Daniels, p. 15, lám. II, fig. 1.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestra 42. Un total de 2 de caparazones.
TRE 2: Muestra 32. Un total de 1 caparazón.
TRE 3: Muestra 22. Un total de 1 caparazón.
SAL 3: Muestras 64, 52, 41-39. Un total de 19 caparazones.
SAL 4: Muestras 44, 36, 26, 23. Un total de 11 caparazones.
Total ejemplares: 34

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Subfamilia SIPHONAPERTINAE Saidova, 1975

Género *Siphonaperta* Vella, 1957

Siphonaperta aspera d'Orbigny, 1826
(Lám. II, fig. 1, 2)

Sinonimias:

- 1826 *Miliolina aspera* (d'Orbigny).
1826 *Quinqueloculina aspera* (d'Orbigny).
2020 *Siphonaptera aspera* (d'Orbigny) Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL 1/2: Muestras 56, 51, 27. Un total de 3 caparazones.
TRE 2: Muestras 31, 21. Un total de 11 caparazones.
TRE 3: Muestras 22, 18. Un total de 3 caparazones.

SAL 3: Muestras 97, 88-86, 84-82, 77, 62-58, 52, 33-31, 23, 21. Un total de 37 caparazones.

SAL 4: Muestras 48, 47, 39,35, 32, 30, 28, 27, 22. Un total de 15 caparazones.

Total ejemplares: 69

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Autoecología:

Especie estenotópica, asociada a los rizomas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988; Ribes *et al.*, 1992), también presente en praderas de *Cymodocea* y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se desarrolla de forma significativa en sustratos limoarcillosos (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Familia SPIROLOCULINIDAE Wiesner, 1920

Género *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Spiroloculina canaliculata d'Orbigny, 1846

Sinonimias:

1846 *Spiroloculina canaliculata* (d'Orbigny). p. 269, lám. 16, fig. 10-12.

1974 *Spiroloculina canaliculata* (d'Orbigny). Colom, p. 208, fig. 62, t.

2004 *Spiroloculina canaliculata* (d'Orbigny). Martins y Gomes, p. 49, fig. 2.23.

2020 *Spiroloculina canaliculata* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2005).

Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846
(Lám.V, fig. 2)

Sinonimias:

- 1846 *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny). p. 271, lám. 16, fig. 19-21.
1960 *Spiroloculina rotunda* (d'Orbigny). Barker, p. 18, lám. IX, fig. 15-16.
1971 *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny). Murray, p. 55, lám. 19, fig. 1-3.
1974 *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny). Colom, p. 208, fig. 62, c-d, h-i.
2012 *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny). Milker y Schmiedl, p. 50, fig. 13.3-4.
2020 *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 31. Un total de 1 caparazón.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 2

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Familia HAUERINIDAE Schwager, 1876

Subfamilia MILIOLINELLINAE Vella, 1957

Género *Triloculina* d'Orbigny, 1826

Triloculina oblonga (Montagu, 1803)
(Lám. I, fig. 10, 11)

Sinonimias:

- 1803 *Vermiculum oblongum* (Montagu), p. 522, lám. 14, fig. 9.
1929 *Triloculina oblonga* (Montagu). Cushman, p. 57, lám. 13, fig. 4-5.
1974 *Triloculina oblonga* (Montagu). Colom, p. 203, fig. 59, p-r.
2012 *Triloculina oblonga* (Montagu). Milker y Schmiedl, p. 67, fig. 17.19-20.
2020 *Triloculina oblonga* (Montagu). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestras 57-53, 48, 28, 27. Un total de 28 caparazones.
TRE 2: Muestra 32. Un total de 1 caparazón.
TRE 3: Muestra 17. Un total de 1 caparazón.
SAL 3: Muestras 41-39, 23. Un total de 8 caparazones.
SAL 4: Muestras 35, 32, 23, 19. Un total de 12 caparazones.
Total ejemplares: 50

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en las costas del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)
(Lám I, fig. 3)

Sinonimias:

- 1804 *Miliolites trigonula* (Lamarck), p. 351, lám. 17, fig. 4.
1929 *Triloculina trigonula* (Lamarck). Cushman, p. 56, lám. 12, fig. 10-11; lám. 13, fig. 1-2.

- 1960 *Triloculina trigonula* (Lamarck). Barker, p. 6, lám. III, fig. 15-16.
 1973 *Triloculina trigonula* (Lamarck). Haynes, p. 79, lám. 9, fig. 1-2; lám. 32, fig. 5.
 1988 *Triloculina trigonula* (Lamarck). Loeblich y Tappan, p. 94, lám. 351, fig. 19-21.
 2020 *Triloculina trigonula* (Lamarck). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 57, 56, 54-52, 49, 48, 42, 28. Un total de 46 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-29, 27, 26-23, 21. Un total de 97 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21, 17. Un total de 19 caparazones.

SAL 3: Muestras 99, 74, 64, 58-55, 52, 49, 39, 35, 27. Un total de 52 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-47, 45, 43, 42, 39, 37-35, 33, 32, 28, 26, 21, 20. Un total de 56 caparazones.

Total ejemplares: 270

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Orden ROTALIIDA

Superfamilia ROTALIOIDEA Ehrenberg, 1839

Familia ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839

Subfamilia AMMONIINAE Saidova, 1981

Género *Ammonia* Brünnich, 1772

Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)

(Lámina III, Fig 10, 11)

Sinonimias

- 1758 *Nautilus beccarii* (Linné); Linné, C., Systema naturae. Ed. 10, Holmiae, Suecia, impensis L. Salvii, tomo 1, p. 7, fig. 10.
- 1995 *Ammonia beccarii* (Linné); Yassini y Jones, p. 175, figs. 994-999.
- 1995 *Ammonia beccarii* (Linné); Levy et al., p. 51, pl. 12, fig. 1.
- 1999 *Ammonia beccarii* (Linné); Alve y Murray, p. 180, pl. 2, fig. 1.
- 2004 *Ammonia beccarii* (Linné); Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, pp. 254, 256, figs. 2.150-2.151.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 57-56, 51, 47- 45, 43-40, 38-35, 32-28 y 18. En total 182 caparazones.

TRE2: Muestras 32-28. Un total de 34 caparazones.

SAL 3: Muestras 97, 64-60, 53, 52, 49, 45-33, 27. Un total de 146 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-46, 44-28. Un total de 187 caparazones.

Total ejemplares: 549

Distribución en la Península Ibérica:

En los últimos estudios del Cuaternario costero español esta especie ha sido citada en los estuarios del río Tinto y Odiel y la ría de Huelva (González-Regalado *et al.*, 2001; Ruiz *et al.*, 2005), el Golfo de Cádiz (Koster y Reicherte, 2014), en el Mar de Alborán (García, 2018), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Marjal de Pego (Torres *et al.*, 2014; Brisset *et al.*, 2018), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2005), en el Marjal de Xàbia (García Forner, 1997), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006) en el delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016) y en Mallorca (Giresse *et al.*, 2001), en la Bahía de Vizcaya y estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004; Leorri *et al.*, 2012), en el Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología

Es una especie de vida libre, infaunal (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004), eurihalina y euritérmica, se adapta a salinidades de 35-38‰ y a temperaturas entre 10° y 25°C (Murray, 2006). Típica de medios transicionales y plataforma interna (Blanc-Vernet *et al.*, 1984; Schönfeld, 2002; Alves Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004) y suelos con arena fina y presencia de limos (Murray, 2006; López-Belzunce *et al.*, 2014). En mar abierto y zonas costeras es común en rizomas de *Posidonia oceanica*. Los individuos de mayor tamaño son más característicos de aguas frías o hipersalinas, causantes de stress fisiológico. Los individuos más pequeños, son comunes en aguas de salinidad normal y con abundante alimento (Walton y Sloan, 1990).

Ammonia tepida (Cushman, 1926)
(Lám. III, fig. 8, 9)

Sinonimias

- 1931 *Rotalia beccarii* (Linné) var. *tepida*. Cushman, p. 61, lám. XIII, figs. 3 a-c.
- 1973 *Ammonia tepida* (Cushman). Haynes, p. 191-192, lám. XVIII, fig. 17; lám. XXX, fig. 7; fig. 41.1-7.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestras 57-16. Un total 9530 caparazones.
- TRE 2: Muestras 32-9, 7-1. Un total 7358 caparazones.
- TRE 3: Muestras 23-1. Un total de 4631 caparazones.
- SAL 3: Muestras 100-6. Un total de 11410 caparazones.
- SAL 4: Muestras 49-43, 39-13. Un total de 6522 caparazones.
- Total ejemplares: 39.451

Distribución en la Península Ibérica:

En los últimos estudios del Cuaternario en la costa de la península se ha identificado esta especie en el estuario del Guadalquivir (Ruiz *et al.*, 2005), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez y Usera *et al.*, 2010) en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2005), en el Marjal de Xàbia (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Oliva-Pego (Usera *et al.*, 2002), en la Albufera de Valencia (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006), en el Marjal de Benicassim (Usera *et al.*, 2002), en el estuario del Oka (Vizcaya) (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013), en la marisma de Txipio (Vizcaya) (Cearreta y García-Fernández, 2015).

Autoecología:

Especie infanual y oportunista (Murray, 2006), hiposalina típica de ambientes de marjal y de laguna, así como de medios transicionales (Usera *et al.*, 2002; Blázquez y Ferrer, 2003), coloniza tanto sustratos arenosos como arcillas limosas (Martínez, 2012; Ruiz *et al.*, 2005; Murray, 2006).

Superfamilia ASTERIGERINOIDEA d'Orbigny, 1839

Familia ASTERIGERINATIDAE Reiss, 1963

Género *Asterigerinata* Bermúdez, 1949

Asterigerinata mamilla (Williamson, 1858)

(Lám. III, fig. 4, 5, 6)

Sinonimias

1858 *Rotalina mamilla* (Williamson), p. 54, lám. 4, fig. 109-111.

Cushman, p. 23, lám. 5, fig. 1 a-c.

1971 *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Murray, p. 141, lám. 59, fig. 1-6.

1973 *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Haynes, p. 164, lám. 18, fig. 1-4.

2012 *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Milker y Schmiel, p. 111, fig. 25. 10-13.

2020 *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 54. Un total de 1 caparazón.

TRE 2: Muestra 32. Un total de 2 caparazones.

TRE 3: Muestra 23-21. Un total de 20 caparazones.

SAL 3: Muestras 93, 74, 62, 41-39. Un total de 6 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 48, 45, 44, 35, 32, 28, 26. Un total de 18 caparazones. Total ejemplares: 47

Distribución en la Península Ibérica:

En el Cuaternario costero español se han registrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006) y en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie caracterizada como epifaunal de aguas templadas, coloniza ambientes con salinidades entre 32-37‰ y entre 0-100 m de profundidad (Murray, 2006), se encuentra en todo tipo de sustratos, pero es abundante en tipos de fondos arenosos y esta asociada a la presencia de praderas de fanerógamas marinas (Ribes *et al.*, 1992; Martínez, 2012; López-Belzunce *et al.*, 2014).

Superfamilia NONIONOIDEA Schultze, 1854

Familia NONIONIDAE Schultze, 1854

Subfamilia ASTRONONIONINAE Saidova, 1981

Género *Astrononion* Cushman y Edwards, 1937

Astrononion sidebottomi Cushman y Edwards, 1937
(Lám. III, fig. 12)

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestra 62. Un total de 1 caparazón.

SAL 4: Muestras 34-32. Un total de 5 caparazones.

Total ejemplares: 7

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie típicamente marina de ambiente infralitoral (Blázquez, 2005), colonizando ambientes detríticos, en especial aquellos con presencia de la fanerógama marina, *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia CHILOSTOMELLOIDEA Brady, 1881

Familia TRICHOHYALIDAE Saidova, 1981

Género *Aubignyna* Margerel, 1970

Aubignyna perlucida (Heron-Allen y Earland, 1913)
(Lám. IV, fig. 9, 10)

Sinonimias:

1913 *Ammonia perlucida* (Heron-Allen y Earland). 31 sect. 3: 1-188

1913 *Gyroidinoides perlucida* (Heron-Allen y Earland). 31 sect. 3: 1-188

1913 *Rotalia perlucida* (Heron-Allen y Earland). 31 sect. 3: 1-188.

1969 *Buccella planidorso* (Atkinson). 3(4): 517-542

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 48, 43-41, 32. Un total de 9 caparazones.

TRE 2: Muestras 32, 27. Un total de 3 caparazones.

SAL 3: Muestras 100, 98, 97, 90, 88-84, 80, 75-72, 60, 52, 39-37. Un total de 68 caparazones.

SAL 4: Muestra 17. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 81

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en el Marjal de Pego (Brisset *et al.*, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie caracterizada como eurihalina, con presencia en los medios costeros de transición como marjales y albuferas, más abundante en sustratos limoarcillosos (Blázquez, 2005).

Género *Buccella* Andersen, 1952

Buccella granulata (Di Napoli Alliata, 1952)
(Lám. III, fig. 7)

Sinonimias:

- 1952 *Eponides frigidus* (Cushman). var. *granulatus* Napoli, p. 103,107, lám. 5, fig. 3.
142
- 2012 *Buccella granulata* (di Napoli). Milker y Schmiedl, p. 117, fig. 26.26-27.
- 2020 *Buccella granulata* (di Napoli). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 31. Un total de 2 caparazones.

TRE 3: Muestra 23, 22, 21, 19. Un total de 8 caparazones.

SAL 3: Muestras 99, 39. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 47, 39, 36, 23. Un total de 5 caparazones.

Total ejemplares: 17

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie estenotópica localizada en la zona infralitoral, que se encuentra en sustratos limoarcillosos y arenosos, así como los colonizados por praderas fanerógamas marinas y en fondos maërl (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; Alberola, 1997).

Superfamilia BOLIVINITOIDEA Cushman, 1927

Familia BOLIVINITIDAE Cushman, 1927

Subfamilia BOLIVINITINAE Cushman, 1927

Género *Bolivina* d'Orbigny, 1839

***Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930**

Sinonimias:

- 1930 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland), p. 81, lám. 3, fig. 36-40.
- 1971 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland. Murray), p. 107, lám. 43, fig. 1-7.
- 1973 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland. Haynes), p. 132, lám. 10, fig. 3, lám. 11, fig. 7.
- 2004 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland. Martins y Gomes), p. 92, fig. 2.54.
- 2012 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland. Milker y Schmiel), p. 80, fig. 19.22-23.
- 2020 *Bolivina pseudoplicata* (Heron-Allen y Earland). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 3: Muestras 99, 95, 64, 52. Un total de 8 caparazones.

SAL 4: Muestra 35. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 9

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez *et al.*, 2018), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006), el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en las costas del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012), en el estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en el estuario del Oka (Vizcaya) (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013).

Autoecología:

Especie típicamente marina, presente desde la zona infralitoral a batial con márgenes de salinidad entre 31 a 34‰ (Martínez, 2012). Coloniza todo tipo de sustratos, fondos de maërl y detríticos (Alberola, 1997), sustratos limoarcillosos y arenas finas (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), con aportes de materia orgánica y sustratos carbonatados con presencia de arenas bioclásticas (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Género *Bolivina* d'Orbigny, 1839

Bolivina spathulata (Williamson, 1858)

(Lám. V, fig. 6, 7)

Sinonimias:

- 1858 *Textularia variabilis* (Williamson) var. *spathulata* Williamson, p. 76, lám. 6, fig. 164-165.
- 1960 *Bolivina spathulata* (Williamson). Barker, p. 106, lám. LII, fig. 20-21.
- 1971 *Brizalina spathulata* (Williamson). Murray, p. 111, lám. 45, fig. 1-4.
- 1973 *Bolivina spathulata* (Williamson). Haynes, p. 135, text-fig. 25, nos 10-13.
- 1974 *Brizalina spathulata* (Williamson). Colom, p. 121, fig. 18 h-i.
- 2004 *Brizalina spathulata* (Williamson). Martins y Gomes, p. 108, fig. 2.61-62.
- 2012 *Brizalina spathulata* (Williamson). Milker y Schmiedl, p. 82, fig. 20.1-2.
- 2020 *Bolivina spathulata* (Williamson). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 57,47 y 40. En total 3 caparazones.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la ría de Huelva (Pérez-Asensio *et al.*, 2012), en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Delta del Ebro

(Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012), en la ría de Vigo (Diz y Francés, 2008).

Autoecología:

Especie infaunal de temperaturas templadas (17-25°C) y estenohalina (salinidades entre 32-35‰) (Murray, 2006), con alta presencia en ambientes con bajo oxígeno y aportes de materia orgánica (Martínez, 2012). Coloniza sustratos limoarenosos (Planelles, 1996; Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004).

Bolivina punctata d'Orbigny, 1848

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 12. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestras 99-97, 92, 85-77, 74-72, 66-64, 60-58, 39-35, 27-23. Un total de 44 caparazones.

SAL 4: Muestras 26, 24, 21, 17. Un total de 10 caparazones.

Total ejemplares: 55

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la ría de Huelva (Pérez-Asensio *et al.*, 2012), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez y Usera, 2010, citada como *B. punctata*), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en Gerona (Usera *et al.*, 2014).

Autoecología:

En este estudio coloniza sustratos limoarcillosos.

Superfamilia BULIMINOIDEA Jones, 1875

Familia BULIMINIDAE Jones, 1875

Género *Bulimina* d'Orbigny, 1826

Bulimina elongata d'Orbigny, 1826
(Lám. V, fig. 4, 5)

Sinonimias:

- 1846 *Bulimina elongata* (d'Orbigny), p. 187, lám. II, fig. 19-20.
1922 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Cushman, p. 107.
1960 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Barker, p. 104, lám. LI, fig. 1-2.
1971 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Murray, p. 117, lám. 48, fig. 1-8.
1973 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Haynes, p. 116, lám. 10, fig. 9; lám. II, fig. 10.
1974 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Colom, p. 116, fig. 16, n.
2012 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Milker y Schmedl, p. 88, fig. 20.21.
2020 *Bulimina elongata* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 43. En total 1 caparazón.

TRE 3: Muestras 23, 22. Un total de 2 caparazones.

SAL 3: Muestras 84, 39. Un total de 2 caparazones.

Total ejemplares: 5

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la ría de Huelva (Pérez-Asensio *et al.*, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la ría de Vigo (Diz y Francés, 2008), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifita de fanerógamas marinas (Mateu, 1970), típica de fondos arenosos con conchuela y sustratos fangosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), fondos maërl (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Familia BULIMINELLIDAE Hofker, 1951

Género *Buliminella* Cushman, 1911

Buliminella elegantissima (d'Orbigny, 1839)

Sinonimias:

- 1858 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Williamson, fig. 64, plate 5 fig. 134-135
1944 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Cushman, p. 27, plate 3 fig. 43-44
1947 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Höglund, p. 215, plate 18, fig. 1, fig. 196
1952 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Parker, p. 416, plate 5, fig. 27-28
1960 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Barker, lám L, p. 103, fig. 20-22
1971 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Murray, p. 105, plate 42.
1973 *Buliminella borealis* (d'Orbigny). Haynes, p. 114, text-fig. 22, nos I-3
1988 *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny). Loeblich y Tappan, p. 522, plate 572, 7-11, plate 572, 7-11

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 4: Muestra 4. Un total de 4 caparazones.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005) y la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie infaunal, típicamente marina y estenohalina (Murray, 1968, 1971), aparece en fondos donde hay presencia de *Cymodocea* y *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1984) y en sustratos de arena fina y más fangosos (Pujos, 1976; Planelles, 1996).

Superfamilia: DISCORBACEA Ehrenberg, 1838

Familia : BAGGINIDAE Cushman, 1927

Subfamilia: BAGGININAE Cushman ,1927

Género: *Cancris* de Montfort, 1808

Cancris auricula (Fichtel y Moll, 1798)

Sinonimias:

- 1798 *Nautilus auricula* (Fichtel y Moll), p. 108, lám. 20, figs. a-f.
1971 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll). Murray, p. 137, plate 57, figs. 1-7
1974 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll). Colom, p. 137, fig. 22, a-c.
1982 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll). AGIP, tavola XLII, fig. 4.
1984 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll). Rögl y Hansen, p. 67-68, plate 26, figs. 38,
text-fig. 28
1988 *Cancris auricula* (Fichtel y Moll). Loeblich y Tappan, p. 545, plate 591, figs. 1-4.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 4: Muestra 41. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie típicamente marina epifaunal (Blázquez, 2005; Murray, 2006) de pequeño rango de salinidad (35,9 a 36,1‰) y de aguas hasta 150 m de profundidad, tiene un mejor desarrollo con alta presencia de materia orgánica (Martínez, 2012). Esta especie aparece en todo tipo de sustratos, arenosos, limoarcillosos, biodetríticos,

con conchuela y en fondos con presencia de fanerógamas marinas (Mateu, 1970, 1981; Colom 1974; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; Alejo *et al.*, 1999).

Superfamilia PLANORBULINOIDEA Schwager, 1877

Familia CIBICIDIDAE Cushman, 1927

Subfamilia CIBICIDINAE Cushman, 1927

Género *Cibicidoidea* Thalmann, 1939

Cibicidoidea lobatulus (Walker y Jacob, 1798)

Sinonimias:

- 1798 *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob).
1798 *Nautilus lobatulus* (Walker y Jacob), p. 642, lám. XIV, fig. 36.
1839 *Truncatulina lobata* (Walker y Jacob). d'Orbigny, p.134, lám. II, fig. 22-24.
1970 *Cibicides lobatula* (Walker y Jacob). Mateu, lám. 22, fig. 334-338; lám. XXIII, fig. 336-341.
1970b *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob). Daniels, p. 89, lám. VIII, fig.3.
1971 *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob). Murray p. 175, lám. LXXIII, figs 1-7.
1974 *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob). Colom, p. 147-149, fig. 29-32.
1987 *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob). Loeblich y Tappan, p. 583, lám. DCXXXVII, figs. 10- 13.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestra 42. En total 1 caparazón.
TRE 2: Muestras 32, 31, 21. Un total de 5 caparazones
TRE 3: Muestras 23-21. Un total de 10 caparazones.
SAL 3: Muestra 39. Un total de 4 caparazones.
SAL 4: Muestras 47, 36, 34. Un total de 4 caparazones.
Total ejemplares: 24

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018) en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la ría de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en el estuario del Oka (Vizcaya) (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013), en la marisma de Txipio (Vizcaya) (Cearreta y García-Fernández, 2015), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifaunal euritérmica (Alves- Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004) y eurihalina (ambiente marino y estuarios, superior a 32‰) (Williamson *et al.*, 1984) de aguas bien oxigenadas (Jorissen, 1987) y medios con altas energías (Murray, 2006), y soporta el fuerte hidrodinamismo (Williamson, 1985; Banner *et al.*, 1994). Modifica su morfología dependiendo de las condiciones ambientes como hidrodinamismo y aportes de nutrientes (López-Belzunce *et al.*, 2014). Presencia muy variable en todo tipo de sustratos (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997): en sustratos duros y hojas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992), arenas con conchas (López-Belzunce *et al.*, 2014), arenas muy gruesas, medias, y fangosas (Planelles, 1996) are fina (Alejo *et al.*, 1999) y sustratos coralígenos y de maerl (Alberola, 1997).

***Cibicoides variabilis* (d'Orbigny, 1826)**

(Lám. V, fig. 12, 13)

Sinonimias:

- 1826 *Truncatulina variabilis* (d'Orbigny), p. 279.
1931a *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). Cushman, p. 127, lám. 24, fig. 3.
1960 *Dyocibicides biserialis* (Cushman y Valentine). Barker, p. 192, lám. XCIII, fig. 6.
1974 *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). Colom, p. 150, fig. 33-34.

1988 *Planorbulina variabilis* (d'Orbigny). Loeblich y Tappan, p. 170, lám. 645, fig. 5-6.

2020 *Cibicoides variabilis* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 23. Un total de 8 caparazones.

SAL 4: Muestras 47, 43, 39, 32. Un total de 6 caparazones.

Total ejemplares: 14

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Autoecología:

Especie epifaunal de hábitat marino. Muy frecuente en fondos colonizados por fanerógamas marinas (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997). Epifita de las hojas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988, 1993; López-Belzunce *et al.*, 2014), también se ha encontrado en praderas de *Cymodocea* y en sustratos detríticos (Alberola, 1997; López-Belzunce *et al.*, 2014).

Familia ELPHIDIIDAE Galloway, 1933

Subfamilia ELPHIDIINAE Galloway, 1933

Género *Cribroelphidium* De Montfort, 1808

Cribroelphidium excavatum (Terquem, 1875)

(Lám. IV. Fig. 4)

Sinonimias

1875 *Polystomella excavata* (Terquem), p. 20, lám. 2, fig. 2 a-b.

- 1930 *Elphidium excavatum* (Terquem). Cushman, p. 21, lám. 8, fig. 1-7.
1971 *Elphidium excavatum* (Terquem). Murray, p. 159, lám. 66, fig. 1-7.
1974 *Elphidium excavatum* (Terquem). Colom, p. 144, fig. 26, k-l.
2020 *Criboelphidium excavatum* (Terquem). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32-10, 6-1. Un total de 434 caparazones.

TRE 3: Muestra 23-9, 4. Un total de 388 caparazones.

SAL 3: Muestras 100-58, 53-8, 6. Un total de 1128 caparazones.

SAL 4: Muestras 49-43, 39, 37-32, 29-26, 24-13. Un total de 260 caparazones.

Total ejemplares: 2.210

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en el Marjal de Pego (Brisset *et al.*, 2018), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006), en Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie infaunal, libre, eurihalina y euritámica presente en aguas salobres hasta hipersalinas sobre sustratos arenosos y fangosos (Murray, 1991). Se encuentra de forma recurrente en aguas salobres, costeras y relacionadas con fondos limo-arcillosos como se ha observado en estudios próximos a la zona de estudio (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; López-Belzunce *et al.*, 2014). En zonas expuestas costeras se encuentra colonizando las praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) y de *Cymodocea* (Blanc-Vernet, 1969), sustratos de maërl y arena fina (Alberola, 1997; Alejo *et al.*, 1999). Esta especie debido a su amplio rango geográfico presenta morfologías variables (Miller *et al.*, 1982).

Género *Elphidium* De Montfort, 1808

Elphidium advenum (Cushman, 1922)
(Lám. IV, fig. 5)

Sinonimias:

- 1922 *Polystomella advena* (Cushman), p. 56, lám. 9, fig. 11-12.
1930 *Elphidium advenum* (Cushman). Cushman, p. 25, lám. 10, fig. 1-2.
1960 *Elphidium advena* (Cushman). Barker, p. 226, lám. CX, fig. 1.
2012 *Elphidium advenum* (Cushman). Milker y Schmiedl, p. 119, fig. 27. 7-8.
2020 *Elphidium advenum* (Cushman). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32, 31. Un total de 5 caparazones.

SAL 3: Muestras 72, 58, 50. Un total de 3 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 47-45, 43, 35, 33, 32, 30, 26. Un total de 17 caparazones.

Total ejemplares: 25

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Autoecología:

Especie epifanual epífita de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 2005), estenohalina y estenotérmica. Alta presencia en fondos limoarcillosos y con sustrato carbonatado (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; López-Belzunce *et al.*, 2014).

Elphidium complanatum (d'Orbigny, 1839)

Sinonimias

- 1839 *Polystomella complanata* (d'Orbigny), p. 129, lám. 2, fig. 35-36.
1974 *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Colom, p. 143, fig. 26, e-j, m, n.
2004 *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Martins y Gomes, p. 259, fig. 2.153.
2012 *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Milker y Schmiedl, p.120, fig. 27.9-10.
2020 *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 3: Muestras 88, 39. Un total de 3 caparazones.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenohalina y estenotérmica asociada a medios de transición costeros como mar abierto en fondos arenosos y material detrítico costero, así como gravilla y conchuela, sedimento limoarcilloso y sustratos de maërl y coralígenos (Colom, 1974; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; Alberola, 1997).

Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)
(Lám. IV, fig. 3)

Sinonimias:

- 1758 *Nautilus crispus* (Linnaeus), p. 709, lám. 1, fig. 2d-f; lám. 19, fig. a-a, d-d.
1960 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Barker, p. 226, lám. CX, fig. 6-7.

- 1971 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Murray, p. 155, lám. 64, fig. 1-6.
 1974 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Colom, p. 143, fig. 27.
 1988 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Loeblich y Tappan, p. 199, lám. 786, fig. 8-9; lám. 787, fig. 1- 5.
 2004 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Martins y Gomes, p. 261, fig. 2.154.
 2012 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Milker y Schmiegl, p. 120, fig. 27.13-14.
 2020 *Elphidium crispum* (Linnaeus). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestras 32, 31. Un total de 2 caparazones.

TRE 3: Muestra 23, 22. Un total de 8 caparazones.

SAL 4: Muestras 48, 47, 37, 27. Un total de 4 caparazones.

Total ejemplares: 14

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la costa de Cádiz (Koster y Reichert, 2014), en el estuario del Guadalquivir (Ruiz *et al.*, 2005), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2003), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa de Mallorca (Giresse *et al.*, 2001), en el Estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004; Leorri *et al.*, 2012), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifaunal libre, eurihalina (salinidad entre 35 y 50‰) con temperaturas superiores a 15º, se localiza desde la zona litoral hasta la zona de plataforma interna, ubicada de todo tipo de sedimento con gran poder de adaptación (Alves-Martins y Ruivo Dragão Gomes, 2004). Asociado de forma frecuente a praderas

de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1984; Ribes *et al.*, 1992), entre algas y en fondos de arenas, fangos, conchuela, en arena fina, en fondos de maërl, coralígeno y detrítico enfangado (Planelles, 1996; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997). En estudios actuales próximos a la zona de estudio esta especie a pesar de su ubicuidad se desarrollan mejor en tamaño de grano arenas que en sedimento más fino (López-Belzunce *et al.*, 2014).

Elphidium macellum (Fichtel y Moll, 1798)
(Lám. IV, fig. 1, 2)

Sinonimias:

- 1798 *Nautilus macellus* (Fichtel y Moll), p. 66, lám. 10, fig. e-g.
1960 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Barker, p. 226, lám. 110, fig. 8-11. 84
1973 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Haynes, p. 201, lám. 24, fig. 1-3; lám. 25, fig. 1-5, 7, 8; lám. 27, fig. 4,5.
1974 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Colom, p. 144, fig. 26, o-p; fig. 27.
1988 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Loeblich y Tappan, p. 199, lám. 786, fig. 6-7; lám. 789, fig. 1-5.
2012 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Milker y Schmiedl, p. 122, fig. 27. 21-22.
2020 *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 32,31,28. Un total de 3 caparazones.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 3 caparazones.

SAL 3: Muestras 97, 84, 58-55, 52, 39. Un total de 12 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 48, 46, 45, 39, 36-33, 26, 23. Un total de 19 caparazones.

Total ejemplares: 37

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar del Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche

(Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenotópica, epifita tanto de rizomas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988, 1993; Ribes *et al.*, 1992) como de zonas de estuarios (Pujos, 1976), se encuentra en todo tipo de sustratos, en estudios recientes próximos a la zona de estudio coloniza tanto sustrato arenoso como limoarcilloso (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; López-Belzunce *et al.*, 2014). Además, se ha encontrado en sustrato coralígeno, detrítico enfangado y maërl (Alberola, 1977).

***Elphidium williamsoni* Haynes, 1973**

Sinonimias:

- 1973 *Elphidium excavatum subsp. williamsoni* (Haynes). Supplement 4, pp. 1-245. plate 24. Fig 7
- 1973 *Elphidium williamsoni* (Haynes). pp. 1-245. plate 24. Fig 7
- 1974 *Elphidium articulatum subsp. multicameratum* (Collins). 35: 1-61, plate 3. fig 31

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 54, 25, 24, 22. En total 5 caparazones.

TRE 3: Muestra 21. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestra 90. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 7

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el estuario del Guadalquivir (Ruiz *et al.*, 2005), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del

Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en el estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en el estuario del Oka (Vizcaya) (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012), en la marisma de Txipio (Vizcaya) (Cearreta y García-Fernández, 2015).

Autoecología:

Especie infaunal y eurihalina (Murray, 2006) que soporta rangos de temperatura entre cálida y templada de forma preferente. Suele colonizar ambientes costeros de transición como albuferas, marjales y marismas y con sustratos de sedimento fino con presencia de materia orgánica (Murray, 2006; Martínez, 2012), también ha sido encontrada en sedimentos arenosos (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013).

Superfamilia DISCORBINELLOIDEA

Familia DISCORBINELLIDAE Sigal, 1952

Género *Hanzawaia* Asano, 1944

Hanzawaia boueana (d'Orbigny, 1846)

(Lám. III, fig. 3)

Sinonimias:

1846 *Truncatulina boueana* (d'Orbigny), p. 169, lám. 9, fig. 24-26.

2020 *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 32. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestras 14, 13. Un total de 3 caparazones.

SAL 4: Muestra 36. Un total de 2 caparazones.

Total ejemplares: 6

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la ría de Huelva (Pérez-Asensio *et al.*, 2012), en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017) y en la costa Vasca (Dorst y Schönfeld, 2013).

Autoecología:

Especie marina, típica del Mediterráneo de sustrato limoarcilloso y en praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Familia NONIONIDAE Schultze, 1854

Subfamilia NONIONINAE Schultze, 1854

Género *Haynesina* Banner y Culver, 1978

Haynesina depressula (Walker y Jacob, 1798)

Sinonimias:

1798 *Nautilus depressulus*, (Walker y Jacob), p. 641, fig. 33.

1971 *Nonion depressulus* (Walker y Jacob). Murray, p. 195, lám. LXXXII, fig. 1-8.

1973 *Nonion depressulus* (Walker y Jacob). Haynes, p. 209, lám. XXII, figs. 8-11; lám. XXIX, fig. 9. Text-fig. 44, nos. 1-3.

1981 *Haynesina depressula* (Walker y Jacob). Haynes, p. 272, lám. 12.9, Figs. 18-19.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 29. Un total de 1 caparazón.

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez,

2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie típicamente marina de sustratos limoarcillosos, arenosos y praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), en arenas finas (Alejo *et al.*, 1999) y sustratos detríticos (Alberola, 1997).

Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)
(Lám. III, fig. 1, 2)

Sinonimias:

- 1840a *Nonionina germanica* (Ehrenberg), lám. II, figs. 1 a-g.
1840b *Nonionina germanica* (Ehrenberg). p. 23.
1965 *Protelphidium anglicum* (Ehrenberg). Murray, p. 149-150, lám. XXV, figs. 1-5; lám. XXVI, figs. 1-6.
1971 *Protelphidium anglicum* (Murray), p. 169, lám. LXXI, figs. 1-7.
1987 *Haynesina germanica* (Ehrenberg). Loeblich y Tappan, p. 616, lám. DCLXXXIX, fig. 1-4.

Distribución Albufera de Valencia:

- SAL1/2: Muestras 57-18. Un total de 1675 caparazones.
TRE 2: Muestras 32-10, 6-1. Un total de 712 caparazones.
TRE 3: Muestras 23-9, 6. Un total de 436 caparazones.
SAL 3: Muestras 100-10, 6. Un total de 1698 caparazones.
SAL 4: Muestras 48-43, 39, 37-13. Un total de 730 caparazones.
Total ejemplares: 5.251

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en los estuarios del Guadiana y del Tinto-Odiel (Ruiz *et al.*, 2005), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Pego (Brisset *et al.*, 2018), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en el estuario de Bilbao (Leorri y Cearreta, 2004), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012), en el estuario del Oka (Vizcaya) (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013), en la marisma de Txipio (Vizcaya) (Cearreta y García Fernández, 2015), en la Ría de Vigo (Diz y Francés, 2008).

Autoecología:

Especie infaunal, libre, eurihalina (0 y 30‰) y euritermica (-2 a 32°C) (Blázquez, 2005; Martínez, 2012). Frecuente en estuarios y marjales (Murray, 2006) en sustratos limosos y limoarcillosos con un contenido variable en TOC (Alve y Murray, 1999), en mar abierto es frecuente asociada a la presencia de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1984), aunque próximo a la zona de estudio no aparece en zonas abiertas marinas, en cambio es muy dominante en ambientes salobres y asociados a limos y arcillas.

Superfamilia DISCORBOIDEA Ehrenberg, 1838

Familia ROSALINIDAE Reiss, 1963

Género *Neoconorbina* Hofker, 1951

Neoconorbina terquemi (Rzehak, 1888)

(Lám. V, fig. 11)

Sinonimias

1888 *Discorbina terquemi* (Rzehak), p. 228

1960 *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), Barker, p. 182, lám. LXXXVIII, fig. 4-8.

1988 *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Loeblich y Tappan, p. 560, lám. 609, fig. 8-10.

2012 *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Milker y Schmiedl p. 97, fig. 22.5-6.

2020 *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL 3: Muestra 39. Un total de 1 caparazón.

SAL 4: Muestra 26. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 2

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie estenotópica de ambiente marino, aparecida de forma frecuente en la plataforma continental mediterránea en todo tipo de fondos: de arenas gruesas, maërl y coralígeno (Alberola, 1997), sedimento limorarcilloso y en presencia de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia NONIONOIDEA Schultze, 1854

Familia NONIONIDAE Schultze, 1854

Subfamilia NONIONINAE Schultze, 1854

Género *Nonion* De Montfort, 1808

Nonion commune (d'Orbigny, 1846)

(Lám. IV, fig. 13)

Sinonimias:

- 1846 *Nonionina commune* (d'Orbigny), p. 108, lám V, figs. 11, 12.
1974 *Nonion boueanum* (Colom no d'Orbigny). Colom, p. 142, fig. 26, z, h'.
1985 *Nonion commune* (d'Orbigny). Papp y Schmid, p. 45, lám. XXXIV, figs. 1-5.

Distribución Albufera de Valencia:

- TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.
SAL 3: Muestras 94, 84, 82, 72, 39. Un total de 10 caparazones.
SAL 4: Muestras 49, 45, 32, 31, 29. Un total de 6 caparazones.
Total ejemplares: 17

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012), en la ría de Vigo (Diz y Francés, 2008).

Autoecología:

Especie infaunal euritérmica de temperaturas templadas (20-34°) y eurihalina (1-50‰), con el óptimo entre 38 y 40‰ (Murray, 1991). Coloniza fondos limoarcillosos, arenosos y con presencia de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997; López-Belzunce *et al.*, 2014).

Familia PLANORBULINIDAE Schwager, 1877

Subfamilia PLANORBULININAE Schwager, 1877

Género *Planorbulina* d'Orbigny, 1826

Planorbulina mediterraneensis d'Orbigny, 1826
(Lám. V, Fig. 15)

Sinonimias:

- 1826 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny), p. 280, lám. 14, fig. 4-6.
- 1931 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Cushman, p. 129, lám. 24, fig. 5-8.
- 1960 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Barker, p. 190, lám. XCII, fig. 1-3.
- 1971 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Murray, p. 179, lám. 75, fig. 1-6.
- 1974 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Colom, p. 158, fig. 39-40.
- 1988 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Loeblich y Tappan, p. 588, lám. 645, fig. 1-6; lám. 646, fig. 1-2.
- 2004 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Martins y Gomes, p. 214, fig. 2.127.
- 2012 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Milker y Schmiel, p. 108, fig. 24.21-24.
- 2020 *Planorbulina mediterranensis* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 42. En total 2 caparazones.

TRE 2: Muestras 31, 30. Un total de 4 caparazones.

SAL 3: Muestra 98, 88, 84-82, 55, 41. Un total de 15 caparazones.

SAL 4: Muestras 47, 35, 31, 23. Un total de 4 caparazones.

Total ejemplares: 25

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie marina epifaunal (Murray, 2006), estenohalina (38-39‰), estenotérmica (11-21°) (Parker, 1958). Especie epifita de praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica*) (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), también se encuentra adherida a conchas o sustratos duros de entre 0 a 50 m de profundidad, presente también en fondos de conchuela, fondos arenosos, en fondos maërl y en detrítico enfangado y arena fina (López-Belzunce *et al.*, 2014; Colom, 1974; Alberola, 1997; Alejo *et al.*, 1999).

Superfamilia BULIMINOIDEA Jones, 1875

Familia REUSSELLIDAE Cushman, 1933

Género *Reussella* Galloway, 1933

Reussella spinulosa (Reuss, 1850)

(Lám.V, Fig. 3)

Sinonimias

- 1850 *Verneuilina spinulosa* (Reuss), p. 374, lám. 47, fig. 12.
- 1922 *Verneuilina spinulosa* (Reuss). Cushman, p. 60, lám. 19, fig. 5.
- 1960 *Reussella aculeata* (Cushman). Barker, p. 96, lám. XLVII, fig. 2-3.
- 1988 *Reussella spinulosa* (Reuss). Loeblich y Tappan, p. 527, lám. 575, fig. 9-12.
- 2012 *Reussella spinulosa* (Reuss). Milker y Schmiedl, p. 92, fig. 21.6-7.
- 2016 *Reussella spinulosa* (Reuss). Hatward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 2: Muestra 32. Un total de 2 caparazones.

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

Total ejemplares: 3

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie infaunal de ambientes marinos, con presencia en fondos de sedimento limoarcilloso, también presente en sustratos colonizados por praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica*) (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia DISCORBOIDEA Ehrenberg, 1838

Familia ROSALINIDAE Reiss, 1963

Género *Rosalina* d'Orbigny, 1826

Rosalina bradyi (Cushman, 1915)
(Lám. IV, fig 8)

Sinonimias:

- 1910 *Cribrostomoides bradyi* (Cushman), p. 108, fig. 167 a-b.
1920 *Cribrostomoides bradyi* (Cushman), p. 51, lám. 10, fig. 3.
1960 *Cribrostomoides bradyi* (Cushman). Barker, p. 70, lám. XXXIV, fig. 9.
1988 *Cribrostomoides bradyi* (Cushman). Loeblich y Tappan, p. 15, lám. 49, fig. 1-3.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 20. Un total de 2 caparazones.

SAL 3: Muestras 86, 82. Un total de 2 caparazones.

SAL 4: Muestras 49, 47, 38-35. Un total de 9 caparazones.

Total ejemplares: 13

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017).

Autoecología:

Especie epifaunal estenotópica de ambiente marino. Presente en sustratos colonizados por fanerógamas marinas (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997) y en sustratos coralígenos y detríticos (Alberola, 1997). Es epífita en los rizomas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992).

Rosalina globularis d'Orbigny, 1826 (Lám. IV, fig. 6, 7)

Sinonimias.

- 1931 *Discorbis globularis* (d'Orbigny) var. *anglica* Cushman, p. 23, lám. 4, fig. 10.
 1974 *Discorbinella globularis* (d'Orbigny) var. *anglica* (Cushman). Colom, p. 126, fig. 20, m-v.
 2004 *Rosalina globularis* (d'Orbigny) var. *anglica* (Cushman). Martins y Gomes, p. 190, fig. 2.112.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 47, 43, 42, 38, 27. Un total de 6 caparazones.

TRE 2: Muestras 32-27. Un total de 50 caparazones.

TRE 3: Muestras 23-21. Un total de 91 caparazones.

SAL 3: Muestras 92, 52, 41-39. Un total de 11 caparazones.

SAL 4: Muestras 48, 39, 37, 36, 34-32, 30-28, 26, 23. Un total de 51 caparazones.

Total ejemplares: 209

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2018), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016), en la costa del Golfo de Vizcaya (Martínez, 2012).

Autoecología:

Especie epifaunal, estenotópica de ambiente marina de temperaturas de 11 a 20°C y estenohalina (38 a 39%) (Parker, 1958). Coloniza todo tipo de sustratos desde gravas a fracción fina (Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997), pero más frecuente en la fracción arenosa (Murray 1991). Epífita de las hojas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988, 1993; Ribes *et al.*, 1992), es más abundante en los fondos maërl y menos en los colonizados por *Cymodocea* y en arena gruesa (Alberola, 1997).

Rosalina mediterraneis d'Orbigny, 1826
(Lám. IV, fig. 11, 12)

Sinonimias:

1826 *Rosalina mediterraneis* (d'Orbigny), p. 271.

1931 *Discorbis mediterraneis* (d'Orbigny). Cushman, p. 24, lám. 5, fig. 2 a-c.

2020 *Rosalina mediterraneis* (d'Orbigny). Hayward.

Distribución Albufera de Valencia:

TRE 3: Muestra 23. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestras 93, 84, 74, 67, 64, 52-50, 47, 39, 14-12. Un total de 29 caparazones.

SAL 4: Muestras 44, 35, 26. Un total de 7 caparazones.

Total ejemplares: 37

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en el Mar de Alborán (García, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Almenara (Rodríguez-Pérez, 2017).

Autoecología:

Especie estenotópica marina frecuente en el Mediterráneo. Frecuente en todo tipo de sustratos, pero más abundante en sustratos con presencia de fanerógamas marinas *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992; Blázquez, 1995; Usera y Blázquez, 1997) y fondos de maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia CASSIDULINOIDEA

Familia UVIGERINIDAE Haeckel, 1894

Subfamilia UVIGERININAE Haeckel, 1894

Género *Uvigerina* d'Orbigny, 1826

***Uvigerina* sp.**

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestra 54. Un total de 1 caparazón.

SAL 3: Muestra 64. Un total de 2 caparazones.

Total ejemplares: 3

Clase TUBOTHALAMEA, Pawlowski, Holzman y Tyszka, 2013

Concha formada por el prolóculo, seguido de otra cámara en forma de tubo, que puede ser bilocular o multilobulada; abertura siempre situada al final de la formación del tubo; conchas calcáreas aporcelanadas, con unas

finas capas superficiales de material orgánico aglutinado; ambiente bentónico.

Orden TEXTULARIIDA

Suborden TEXTULARIINA

Superfamilia EGGERELLOIDEA Cushman, 1937

Familia VALVULAMMINIDAE Loeblich y Tappan, 1986

Género *Discorinopsis* Cole, 1941

Discorinopsis aguayoi (Bermúdez, 1935)

(Lám. IV. fig 14, 15)

Sinonimias:

- 1935 *Discorbis aguayoi* (Bermúdez), p. 204, lám. XV, Figs. 10-15. 120
1953 *Discorinopsis aguayoi* (Bermúdez). Parker *et al*, p.7, lám. XIV, Figs. 23, 24.
1969 *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez). Tufescu, p. 46-52, Figs. 2-4.
1989 *Discorinopsis aguayoi* (Bermúdez). Scott *et al.*, p. 730, lám. I, figs. 6a-b.

Distribución Albufera de Valencia:

SAL1/2: Muestras 20-18. Un total de 18 caparazones.

TRE 2: Muestras 32, 24, 20, 15, 2, 1. Un total de 6 caparazones.

TRE 3: Muestras 22, 18, 14-10, 6. Un total de 9 caparazones.

SAL 3: Muestras 85, 80, 67. Un total de 4 caparazones.

SAL 4. Muestras 26, 15, 14. Un total de 8 caparazones.

Total ejemplares: 45

Distribución en la Península Ibérica:

En los estudios más recientes del Cuaternario costero español esta especie se ha encontrado en la cuenca del Bajo Segura (Blázquez y Ferrer, 2012), en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005), en la Albufereta de Alicante (Blázquez y Ferrer, 2003), en el Marjal de Jávea (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Oliva-Pego (Usera *et al.*,

2002), en la Albufera de Valencia (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Almenara (Rodríguez, 2017), en el Marjal de Benicassim (Usera *et al.*, 2002), en el Marjal de Torreblanca (Guillem, 2007), en el Marjal de Peñíscola (Usera *et al.*, 2006), en el Delta del Ebro (Benito *et al.*, 2015b; Cearreta *et al.*, 2016).

Autoecología:

Especie infaunal, eurihalina y detritívora, de aguas cálidas (Bermúdez, 1935) y sustratos limoarcillosos (García Forner *et al.*, 1993), típica en albuferas y marjales del Mediterráneo. Es característica en fondos someros y de poca energía y aguas salobres con sedimentos de grano fino y abundantes restos vegetales (Guillem, 2007).

LÁMINA I

1. <i>Miliolinella webbiana</i>	300µm x150	vista lateral
2. <i>Miliolinella webbiana</i>	100 µm x350	vista obliqua
3. <i>Triloculina trigonula</i>	400 µm x130	vista lateral
4. <i>Massilina secans</i>	1mm x50	vista lateral
5. <i>Massilina secans</i>	500 µm x80	vista lateral
6. <i>Massilina secans</i>	300 µm x150	vista obliqua
7. <i>Miliolinella subrotunda</i>	500 µm x100	vista lateral
8. <i>Pseudotriloculina rotunda</i>	100 µm x300	vista lateral
9. <i>Pseudotriloculina rotunda</i>	1mm x100	vista lateral
10. <i>Triloculina oblonga</i>	400 µm x130	vista lateral
11. <i>Triloculina oblonga</i>	100µm x300	vista obliqua
12. <i>Quinqueloculina reticulata</i>	300 µm x150	vista lateral
13. <i>Quinqueloculina reticulata</i>	100µm x300	vista obliqua
14. <i>Milolinella circularis</i>	200 µm x220	vista lateral
15. <i>Milolinella circularis</i>	100µm x400	vista obliqua

LÁMINA I

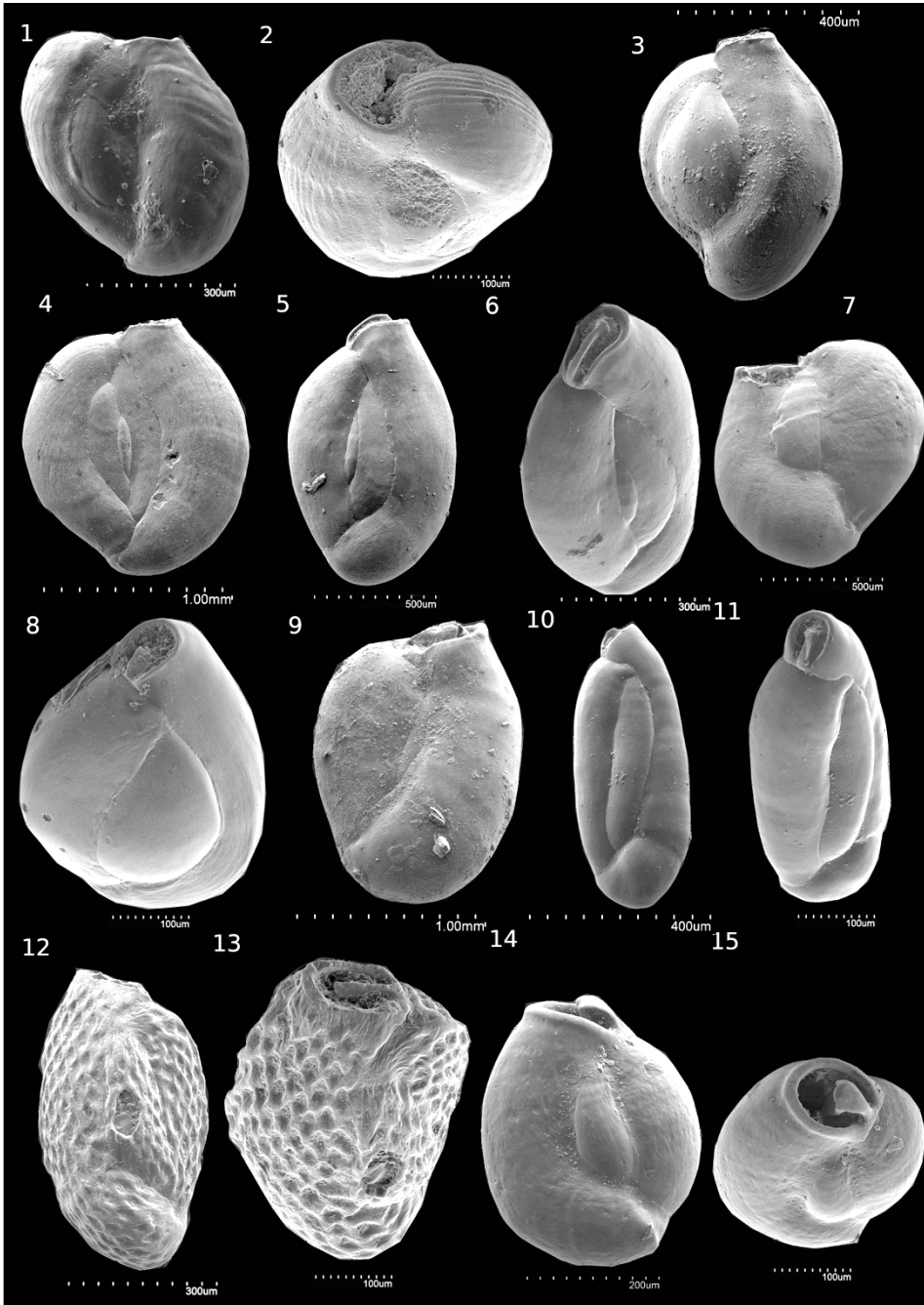


LÁMINA II

1. <i>Siphonaperta aspera</i>	100µm x300	vista obliqua
2. <i>Siphonaperta aspera</i>	400 µm x120	vista lateral
3. <i>Adelosina bicornis</i>	100 µm x350	vista obliqua
4. <i>Adelosina bicornis</i>	300 µm x150	vista lateral
5. <i>Adelosina colomi</i>	300 µm x150	vista lateral
6. <i>Adelosina longirostra</i>	500 µm x90	vista lateral
7. <i>Quinqueloculina duthiersi</i>	200 µm x250	vista obliqua
8. <i>Quinqueloculina duthiersi</i>	500 µm x110	vista lateral
9. <i>Quinqueloculina vulgaris</i>	200 µm x200	vista lateral
10. <i>Quinqueloculina vulgaris</i>	300 µm x190	vista obliqua
11. <i>Quinqueloculina vulgaris</i>	100µm x350	vista obliqua
12. <i>Pseudolachlanella eburnea</i>	200 µm x200	vista lateral

LÁMINA II

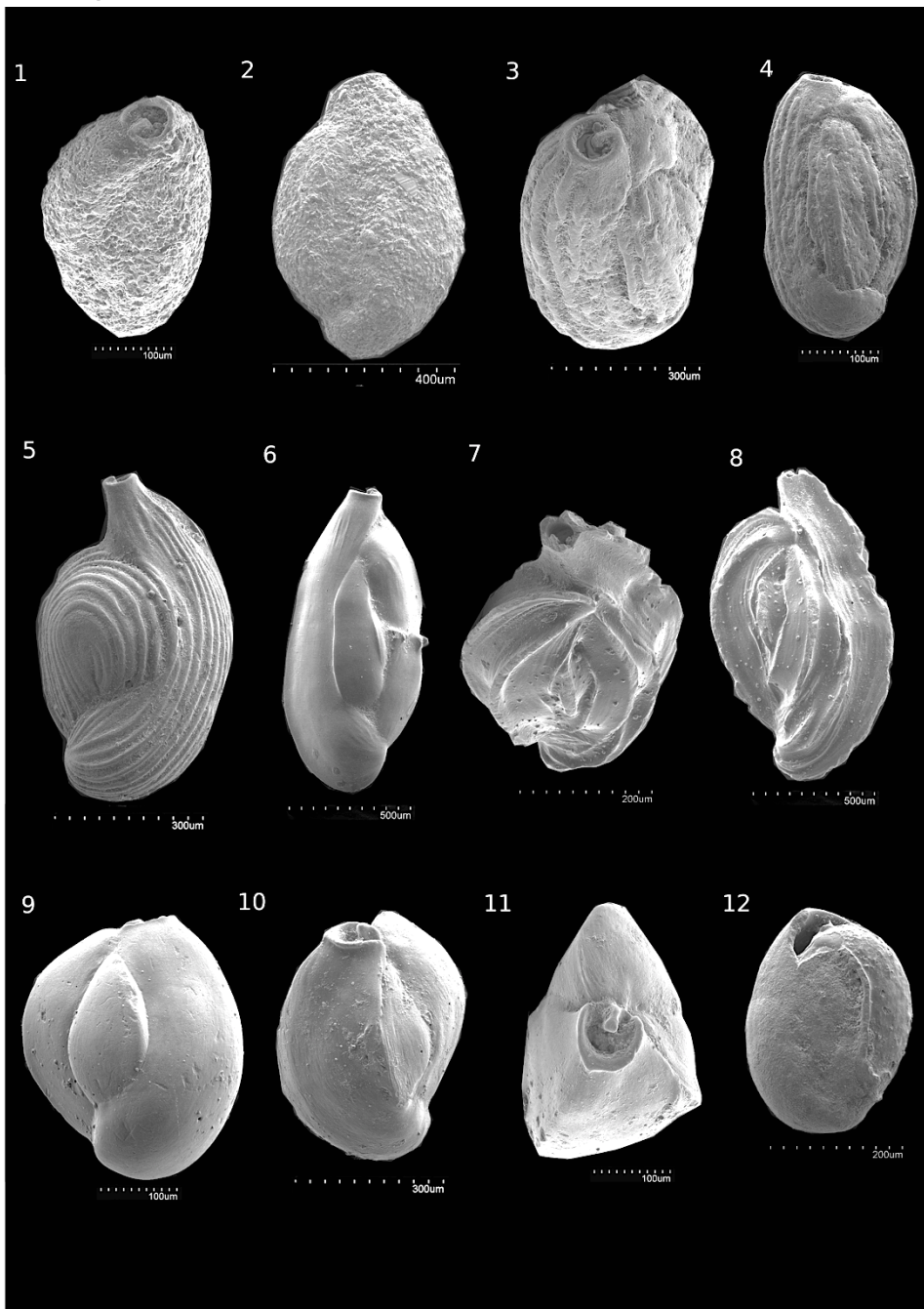


LÁMINA III

1. <i>Haynesina germanica</i>	100µm x300	vista lateral
2. <i>Haynesina germanica</i>	100 µm x400	vista lateral
3. <i>Hanzawaia boueana</i>	200 µm x220	vista ventral
4. <i>Asterigerinata mamilla</i>	100 µm x450	vista dorsal
5. <i>Asterigerinata mamilla</i>	100 µm x400	vista ventral
6. <i>Asterigerinata mamilla</i>	50 µm x700	vista lateral
7. <i>Buccella granulata</i>	200 µm x250	vista ventral
8. <i>Ammonia tepida</i>	300 µm x150	vista ventral
9. <i>Ammonia tepida</i>	200 µm x250	vista obliqua
10. <i>Ammonia beccarii</i>	300 µm x150	vista ventral
11. <i>Ammonia beccarii</i>	500µm x70	vista dorsal
12. <i>Astrononion sidebottomi</i>	200 µm x220	vista lateral

LÁMINA III

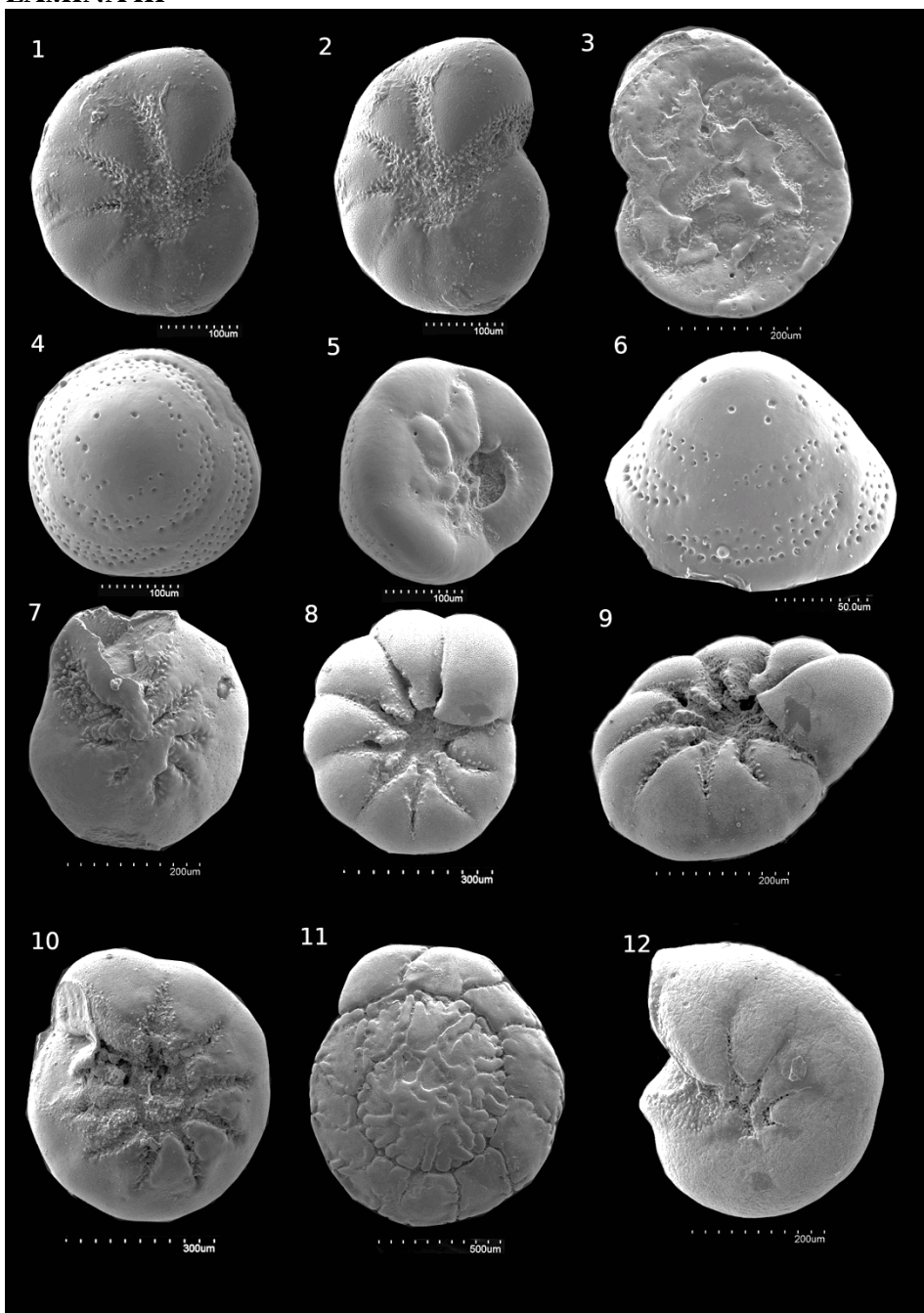


LÁMINA IV

1. <i>Elphidium macellum</i>	200µm x250	vista lateral
2. <i>Elphidium macellum</i>	100 µm x500	detalle boca
3. <i>Elphidium crispum</i>	400 µm x130	vista lateral
4. <i>Cribroelphidium excavatum</i>	300 µm x150	vista lateral
5. <i>Elphidium advenum</i>	100 µm x400	vista lateral
6. <i>Rosalina globularis</i>	100 µm x300	vista dorsal
7. <i>Rosalina globularis</i>	300 µm x180	vista ventral
8. <i>Rosalina bradyi</i>	100 µm x500	vista ventral
9. <i>Aubignyna perlucida</i>	200 µm x200	vista lateral
10. <i>Aubignyna perlucida</i>	100 µm x300	vista obliqua
11. <i>Rosalina mediterraneensis</i>	100µm x300	vista ventral
12. <i>Rosalina mediterraneensis</i>	100 µm x400	vista dorsal
13. <i>Nonion commune</i>	200 µm x220	vista lateral
14. <i>Trochammina inflata</i>	100 µm x400	vista lateral
15. <i>Discorinopsis aguayoi</i>	300 µm x150	vista ventral
16. <i>Discorinopsis aguayoi</i>	100 µm x350	vista dorsal

LÁMINA IV

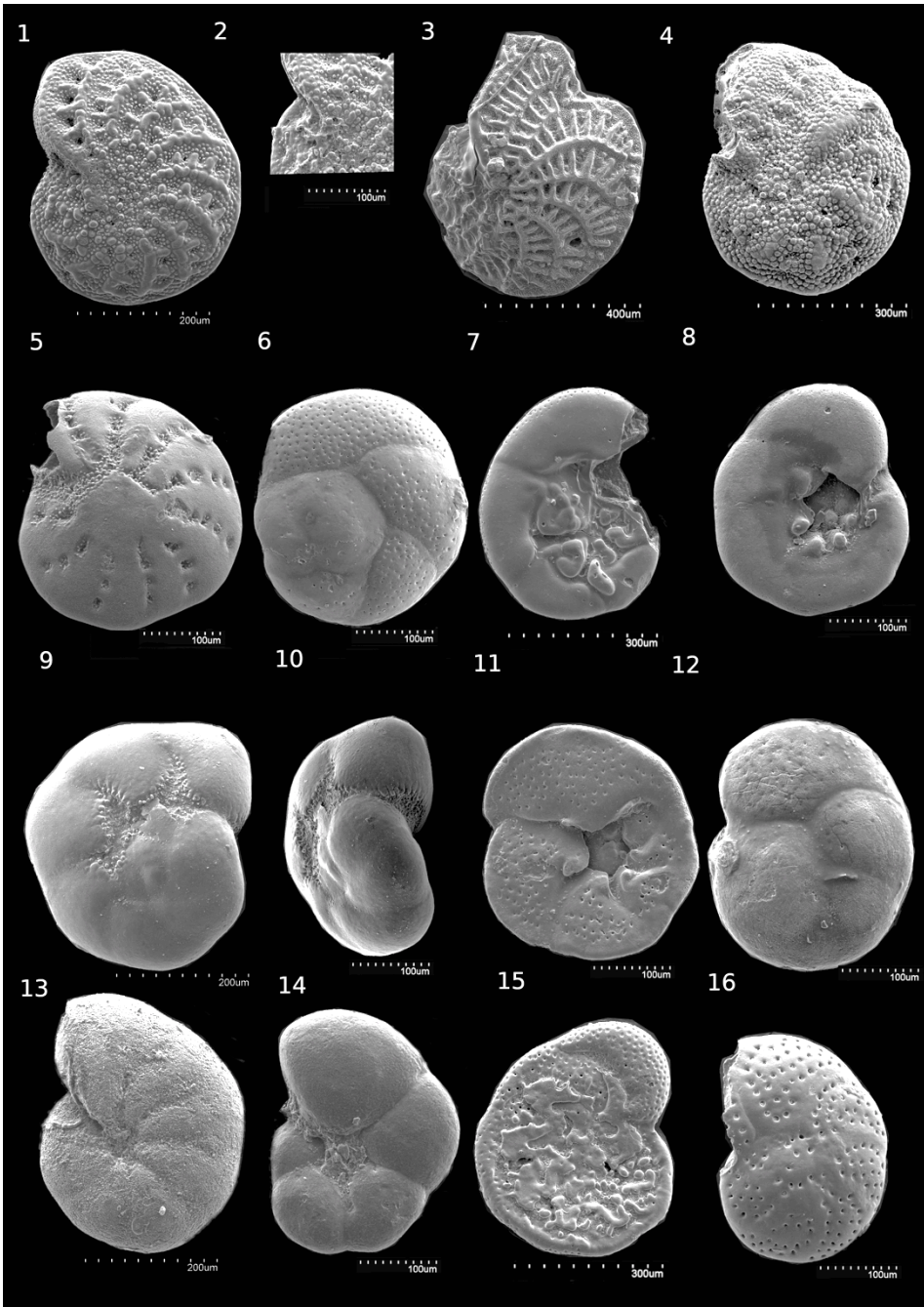
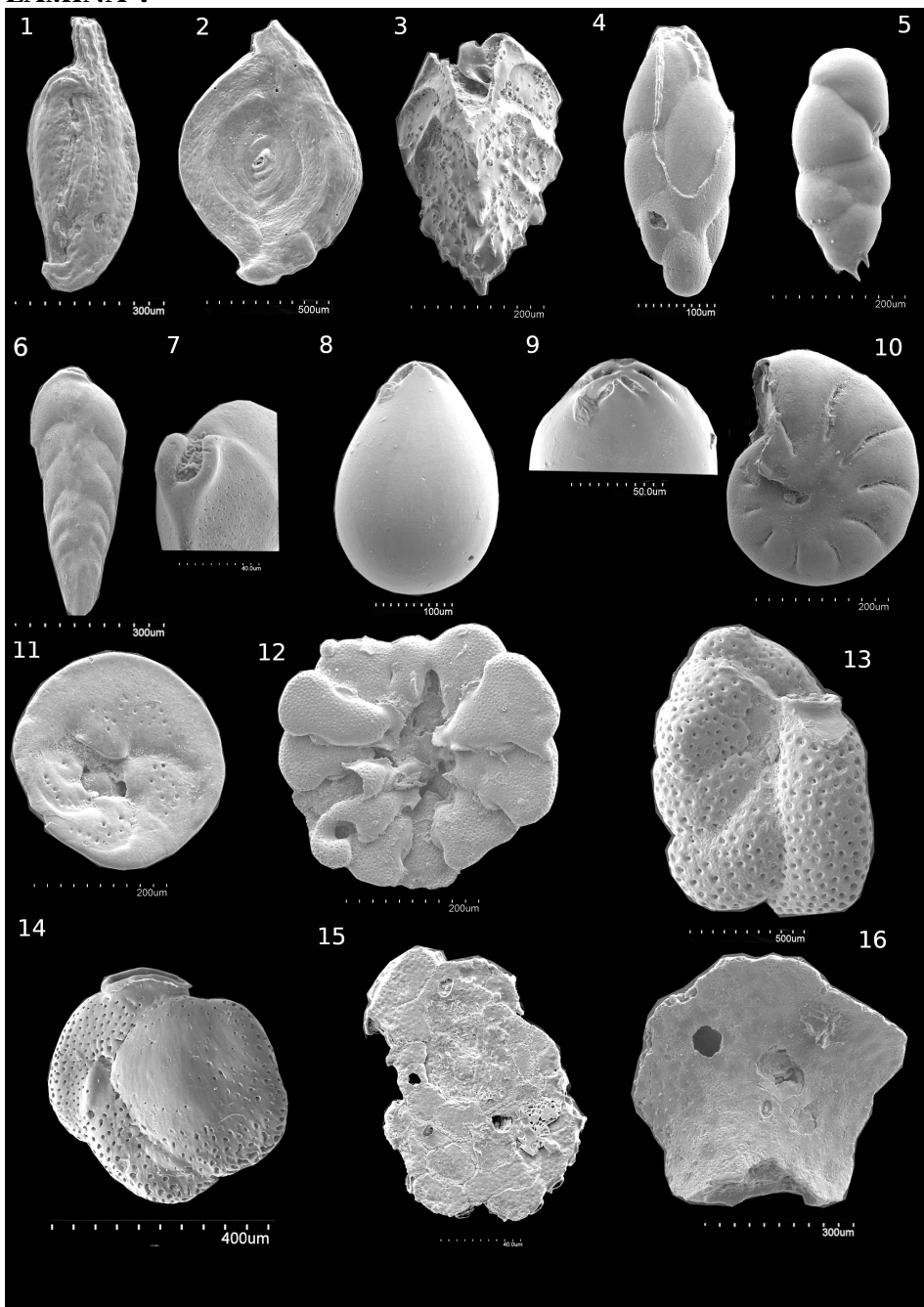


LÁMINA V

1. <i>Sigmoilina grata</i>	300µm x150	vista lateral
2. <i>Spiroloculina excavata</i>	500 µm x100	vista ventral
3. <i>Reusella spinulosa</i>	200 µm x220	vista dorsal
4. <i>Bulimina elongata</i>	100 µm x300	vista lateral
5. <i>Bulimina elongata</i>	200 µm x250	vista lateral
6. <i>Bolivina spathulata</i>	300 µm x180	vista lateral
7. <i>Bolivina spathulata</i>	40 µm x130	detalle boca
8. <i>Hyalinonetrion gracillimum</i>	100 µm x300	vista lateral
9. <i>Hyalinonetrion gracillimum</i>	50 µm x800	detalle boca
10. <i>Astrononion sidebottomi</i>	200 µm x220	vista lateral
11. <i>Neoconorbina terquemi</i>	200µm x250	vista ventral
12. <i>Cibicidoides variabilis</i>	200 µm x200	vista ventral
13. <i>Cibicidoides variabilis</i>	200 µm x220	vista lateral
14. <i>Siphonina reticulata</i>	400µm x130	vista dorsal
15. <i>Planorbulina mediterraneis</i>	40 µm x130	vista ventral
16. <i>Nubecularia lucifuga</i>	300 µm x150	vista ventral

LÁMINA V



CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

A partir del análisis de 53.208 caparazones de foraminíferos y la identificación de 59 especies en los 5 testigos estudiados de la Albufera de Valencia se propone un modelo evolutivo de este espacio en los últimos 8500 años relacionados con eventos climáticos globales y los pulsos eustáticos del nivel del mar. Además, se establecen nuevas metodologías para inferir paleoambientes.

1) Se ha podido determinar la asociación dominante de foraminíferos bentónicos en la Albufera de Valencia durante el Holoceno a partir de cuatro asociaciones diferentes marcadoras de paleoambientes distintos:

- a. En ambientes de laguna con conexión marina la asociación dominante presenta una mezcla de especies salobres (*Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Pseudolachanella eburnea*, *Miliolinella circularis*) y marinas (*Ammonia beccarii*, *Adelosina bicornis*, *Adelosina laevigata*, *Triloculina trigonula*, *Pseudotriloculina rotunda* y *Rosalina globularis*).
- b. En ambientes de laguna salobre la asociación dominante presenta especies estenotópicas salobres: *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Pseudolachlanella eburnea*, *Miliolinella circularis*.
- c. En ambientes de marjal salobre se identifica una asociación de especies salobres e hiposalobres: *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Discorinopsis aguayoi* y *Entzia macrescens*.

- d. En ambientes de *backbarrier flat* se identifica una asociación de especies salobres y marinas, que es coincidente en las especies marinas con la asociación de foraminíferos actuales identificados en la plataforma intena de Valencia: *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica*, *Criboelphidium excavatum*, *Pseudolachlanella eburnea*, *Miliolinella circularis*, *Ammonia beccarii*, *Adelosina bicornis*, *Adelosina longirostra*, *Triloculina trigonula*, *Pseudotriloculina rotunda*, *Rosalina globularis*, *Massilina secans* y *Asterigerinata mamilla*.
- 2) Desde el punto de vista estadístico, las variables ambientales que mejor explican la distribución de los foraminíferos bentónicos en la Albufera de Valencia es el tipo de sustrato y el contenido en carbonato cálcico. Estas variables también han sido las más determinantes en los ambientes actuales estudiados en la plataforma interna de Valencia. La diferencia entre los sondeos señala condiciones específicas relacionadas con la posición de los mismos. Las especies *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica* se asocian principalmente a la presencia de sustrato fino y aumento de la proporción de materia orgánica. La especie *Criboelphidium excavatum* presenta mejores distribuciones con la variable carbonatos elevada. Las especies *Miliolinella circularis*, *Adelosina laevigata* y *Triloculina trigonula*, se describen mejor con el tamaño de grano arenas. Los resultados del testeo del método han permitido relacionar de forma estadística los ambientes y sus variables con las asociaciones dominantes de foraminíferos bentónicos, lo que

constituye un aporte metodológico a la mera autoecología de las especies como base para inferir el paleoambiente. De esta forma, la aplicación de ambos métodos complementarios permitirá inferir el paleoambiente holoceno con más fiabilidad a partir de la estructura de la asociación fósil y su relación con las variables del medio. El análisis de redundancia (RDA) responde en valores de confianza lo que corrobora estos resultados. Se asume que, aunque la tanatocenosis puede sufrir procesos post mortem, refleja la biocenosis del ambiente contemporáneo.

- 3) Las evidencias micropaleontológicas y el análisis del registro sedimentario y las variables carbonato cálcico y materia orgánica permiten diferenciar 6 fases en la evolución de la Albufera de Valencia durante el Holoceno que dan respuesta a cambios climáticos globales:
 - a. Fase I: Comienzo del Holoceno medio y evento 8.2 hasta el comienzo del Óptimo Climático Holoceno, se forma una laguna salobre como respuesta al relleno de la cuenca debido al pulso eustático. Se identifican evidencias del evento 8.2 con procesos de saturación que se interpreta como un descenso del nivel de agua de la laguna, en condiciones similares en otras lagunas costeras mediterráneas. Da comienzo el actual sistema de laguna litoral.
 - b. Fase II: Del Óptimo Climático Holoceno hasta el evento frío de Bond 4.2 (4.380 ± 130 cal yr BP). Se registra la máxima transgresión marina entre el 7.000-5.200 cal yr

BP a 3 km de la línea de costa actual , en facies de laguna comunicada con el mar, con evidencias de condiciones húmedas y reactivación de tormentas asociadas a la circulación atmosférica (ITCZ, NAO, ENSO). Al final de esta fase se instala una laguna salobre como respuesta al desarrollo de barreras holocenas, en consonancia con la reactivación de la sedimentación asociada a eventos fríos en el Atlántico Norte (el evento Bond 3 a 4.2 ka, Bond *et al.*, 1997, 2001 y el ciclo 4.8-4.5 cal yr BP de Wanner, Wanner *et al.*, 2011) y a las condiciones secas registradas en el sur de la Península Ibérica y el Noroeste de África (Fletcher *et al.*, 2007).

- c. Fase III: Desde el 3.710 ± 130 cal yr BP hasta el evento frío 2.8 ka (2.941 ± 181 cal yr BP). En posiciones más internas se produce el aislamiento de la laguna del medio marino, mientras en que en posiciones más costeras se observan facies transgresivas marinas debido, además de a la permeabilidad de la barrera, al factor de subsidencia y condiciones de inestabilidad atmosférica. Estas variables son más determinantes que las fluctuaciones del nivel del mar a escala regional.
- d. Fase IV: Desde el evento frío 2.8 ka (2.648 ± 285 cal yr BP) a la migración del Turia (1.650 BP). Se instalan condiciones restringidas en todos los testigos indicando condiciones áridas relacionadas con el evento frío 2.8 ka junto con eventos de inundación del Turia que influye

significativamente en desarrollo de la barrera costera de orientación N-S. En esta fase se constata la progradación del sistema en sincronía con otras lagunas mediterráneas.

- e. Fase V: Desde la migración del Turia (1.650 cal yr BP) hasta el 820 ± 90 cal yr BP. Se produce un cambio a un aislamiento total de la laguna, de una laguna salobre a un marjal de agua dulce. Este cambio esta asociado a episodios de inundaciones de alta magnitud del río Turia, incrementando los aportes de sedimentos a la barrera holocena produciéndose el total aislamiento junto con la migración de su desembocadura a posiciones más meridionales. Esta fase se caracteriza por condiciones más áridas que podría asociarse a la Anomalía Climática Medieval (MCA) (1.05 y 0.65 cal BP).
- f. Fase VI: Desde el 820 ± 90 cal yr BP hasta el presente. La reducción de la vegetación como consecuencia de la aridez y el aumento de la influencia humana mediante la explotación, fomentó el aumento de sedimentos en áreas litorales, contribuyendo a la culminación del cierre de la laguna. Se identifican episodios de turba que se correlacionan con la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Esto pudo engrosar la barrera holocena favoreciendo el relleno de la llanura aluvial actual.

4) Desde el punto de vista climático, en la Albufera de Valencia se han constatado la influencia de los ciclos fríos 8.2 ka, 4.2 ka y 2.8 ka, donde

se registran condiciones de aridez provocando cambios puntuales (8.2 ka) o más duraderos en el tiempo (4.2 ka, 2.8 ka). Fases negativas en la NAO pudieron desencadenar eventos episódicos de tormentas en la Península Ibérica.

5) En el aspecto eustático, el máximo de inundación holoceno se registra entre el 7-5.2 BP finalizando de forma más tardía que en otras lagunas del sur de la Península Ibérica. Los ratios de ascenso eustático son menores a los identificados en ambientes similares debido a principalmente la subsidencia de la cuenca, aunque se registran valores máximos en la base de los testigos y mínimos a partir de los 4000 años coincidiendo con los registros analizados en el Mediterráneo. La importancia manifiesta de la subsidencia de la zona de estudio y la compactación, sin duda ha modificado la curva relativa del nivel del mar. En el caso de la Albufera de Valencia, el ritmo de ascenso del nivel del mar, junto con la subsidencia local y unos ratios de acreción de 1mm/yr pudo reforzar la entrada de agua marina identificadas en la laguna.

6) La identificación de la evolución de facies regresivas y transgresivas, ha permitido correlacionar las cuatro facies de barreras que se conservan en superficie, con los paleoambientes de lagunas y marjales identificados en los testigos. La comparación con áreas mediterráneas similares y contemporáneas permiten relacionar la formación de barreras holocenas con condiciones climáticas áridas y de *stillstand* eustático.

7) En cuanto a la evolución de la cuenca se observa una progresión de las facies desde las más restringidas en la zona interna a las más abiertas en la zona costera. A partir del 1.650 cal yr BP la migración de la desembocadura del Turia invierte este comportamiento, de forma que se registran paleoambientes restringidos en edades más tempranas en los sondeo más septentrionales y próximos a la barrera.

Bibliografia

- Adlam, K. (2015). The value of the geological record in determining rates and drivers of coastal lagoon shoreline development. PhD. University of Sydney.
- Albani, A., Favero, V. Serandrei Barbero, R. (1984). Aparati intertidali ai margini di canali lagunari. Studio morfologico, micropaleontologico e sedimentologico. Istituto Veneto di Scienze, Lettere de Arti. Raporti e Studi, IX: 137-162.
- Albarracín, S. (2013). Evolución geomorfológica de la plataforma continental del golfo de Valencia durante el Cuaternario. PhD Thesis in Research and Development. Catholic Valencia University.
- Alberola, C. (1997). Los foraminíferos de las Islas Columbretes (Castellón). Tesis doctoral, Universitat de València, 187 p.
- Alcántara-Carrió, J., Albarracín, S., Montoya Montes, I., Flor-Blanco, G., Fontán-Bouzas, A. y Rey Salgado, J. (2013): An indurated Pleistocene coastal barrier on the inner shelf of the Gulf of Valencia (western Mediterranean): evidence for a prolonged relative sea level stillstand. *Geo- Marine Letter* 33, number 2-3, 217-224
- Alley, R.B., Agustsdottir, A.M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Alve, E., Hess, S., Bouchet, V.M.P., Dolven, J.K., Rygg, B. (2019). Intercalibration of benthic foraminiferal and macrofaunal biotic indices: an example from the Norwegian Skagerrak coast (NE North Sea). *Ecological Indicators*. 96:107–115.
- Alve, E., Korsun, S., Schönfeld, J., Dijkstra, N., Golikova, E., Hess, S., Husum, K., Panieri, G. (2016). Foram-AMBI: a sensitivity index based on benthic foraminiferal faunas from North-East Atlantic and Arctic fjords, continental shelves and slopes. *Marine Micropaleontology*. 122, 1–12.
- Alve, E., Lepland, A., Magnusson, J., Backer-Owe, K. (2009). Monitoring strategies for reestablishment of ecological reference conditions: possibilities and limitations. *Marine Pollution Bulletin*. 59, 297–310.
- Alves-Martins, M.V. y Ruivo Dragão Gomes, V.d.C. (2004). Foraminíferos da margem continental NW ibérica: sistemática, ecologia e distribuição. *Agenda Comunicação* Ida. Universidade de Aveiro, Portugal, 377 pp.
- Alessandro, V., Bartolini, C., Caputo, C., Pranzini, E. (1990). Land use impact on Arno, Ombrone and Tiber deltas during historical times. In: Quélenec RE, Ercolani E and Michon G (eds) *Littoral 1990, Eurocoast Symposium*, pp. 261–265.
- Allen, J.R.M., Watts, W.A., McGee, E., Huntley, B. (2002). Holocene environmental variability—the record from Lago Grande di Monticchio, Italy. *Quaternary International* 88, 69–80.
- Almogi-Labin, A., Siman-Tov, R., Rosenfeld, A. y Debar, E. (1995). Occurrence and distribution of the foraminifer *Ammonia beccarii* tepida (Cushman) in water bodies, Recent and Quaternary, of the Dead Sea Rift, Israel. *Marine Micropaleontology*, no 26, pp. 153-159.

- Amorosi, A., Rossi, V., Vella, C. (2013). Stepwise post-glacial transgression in the Rhône Delta area as revealed by high-resolution core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374 314–326.
- Amorosi, A. y Milli, S. (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144: 357–375.
- An, C.-B., Tang, L., Barton, L., Chen, F.-H. (2005). Climate change and cultural response around 4000 cal yr B.P. in the western part of Chinese Loess Plateau. *Quaternary Res.* 63, 347–352.
- Anderson, JB., Wallace, DJ., Simms, AR., Rodriguez, AB. and Milliken, KT. (2014). Variable response of coastal environments of the northwestern Gulf of Mexico to sea-level rise and climate change: Implications for future change, *Marine Geology*, 352(0), 348–366.
- Anthony E.J., Marriner, N., Morhange, C. (2014). Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase? *Earth-Science Reviews* 139 (2014) 336–361.
- Anzidei, M., Lambeck, K., Antonioli, F., Furlani, S., Mastronuzzi, G., Serpelloni, E., Vannucci, G. (2014). Coastal structure, sea-level changes and vertical motion of the land in the Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*. 388 (1), 453–479.
- Aranbarri, J., Gonzalez-Samperiz, P., Valero-Garces, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., SevillaCallejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez Lázaro, J., and Carrión, J.S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of southwestern Europe. *Global and Planetary Change* 114: 50–65.
- Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J.J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A.M., Van der Kaars, S., McKenzie, J.A., Oldfield, F. (2000). Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 158, 215–240.
- Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., *et al.*, C., Salvador, P.G. (2010). Fluvialite palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change-hydrological risk issues. *Quaternary International* 216: 93–117.
- Banner, F.T., Kniggth-Bentjones, E.W. y Wright, J.M. (1994). Protozoa. En: P.J. Hayward y J.S. Ryland (Eds.). *The Marine Fauna of the British Isles and North-West Europe. Vol. 1, Introduction and Protozoans to Arthropods*. Oxford Science Publications, United Kingdom, pp. 36–50.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. (2004). Speleothems as palaeoclimatic indicators, a case study from Soreq Cave located in the Eastern Mediterranean Region, Israel. In: Battarbee, R.W., Gasse, F., Stickle, C.E. (Eds.), *Past Climate Variability Through Europe and Africa*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 363–391.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., Wasserburg, G.J. (1999). The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq Cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 85–95.

- Bardají, T.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Cabero, A.; Dabrio, C.J.; Silva, P.G. (2011). Las Dunas costeras del Presente y último Interglaciario en Málaga, Almería y Murcia. En: las Dunas en España (E. Sanjaume; F.J. Gracia, Eds.). SEG, Madrid, pp.331-357.
- Barker, R.W. (1960). Taxonomic Notes on the Species Figured by H.B. Brady in his Report on the Foraminifera Dredged by H.M.S. Challenger During the years 1873-1876. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, special publication No. 9.
- Barras, C., Jorissen, F.J., Labruno, A., Andral, B., Boissery, P. (2014). Live benthic foraminiferal faunas from the French Mediterranean Coast: towards a new biotic index of environmental quality. *Ecological Indicators*. 36, 719-743.
- Barriendos, M., Martín-Vide, J. (1998). Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climate Change*. 38, 473-491.
- Bartels-Jónsdóttir, H., Lebreiro, S., Knudsen, K.L., Abrantes, F., Eiríksson, J. (2006). Climate variability during the last 2000 years in the Tagus Prodelta, western Iberian Margin: Benthic foraminifera and stable isotopes. *Mar. Micropaleontol.* 59, 83-103.
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E., Brokopf, R. (2006). On the natural variability of the pre-industrial European climate. *Climate Dynamics*. 27, 743-760.
- Bellin, N., Vanacker, V., De Baets, S. (2013). Anthropogenic and climatic impact on Holocene sediment dynamics in SE Spain: A review. *Quaternary International*. 308-309 (2013) 112-129
- Bellotti, P., Chiocci, F.L., Milli, S., Tortora, P., Valeri, P. (1994). Sequence, stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archaeological data. *Journal of Sedimentary Research* 64: 416-432.
- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J. (2015a). Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena*. 130, 13-33.
- Benito, G., Thorndyke, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*. 101(1-2): 68-77.
- Benito, X., Trobajo, R., Ibáñez, C., Cearreta, A., Brunet, M. (2015b). Benthic foraminifera as indicators of habitat change in anthropogenically impacted coastal wetlands of the Ebro Delta (NE Iberian Peninsula). *X. Marine Pollution Bulletin*. 101, 163-173.
- Bennett, K.D., Willis, K.J. (2002). Pollen. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Kluwer academic publishers, pp. 5-32.
- Berger, A., Loutre M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary sciences review*, 10, 297-317
- Bergin, F., Kucuksezgin, F., Uluturhan, E., Barut, I.F., Meric, E., Avsar, N., Nazik, A. (2006). The response of benthic foraminifera and ostracoda to heavy metal pollution in Gulf of Izmir (Eastern Aegean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 66, 368-386.
- Bergamin, L., Di Bella, L., Ferraro, L., Frezza, V., Pierfranceschi, G., Romano, E. (2019). Benthic foraminifera in a coastal marine area of the eastern Ligurian Sea (Italy): Response to environmental stress. *Ecological Indicators* 96 16-31

- Bergamin, L., Romano, E., Finoia, M.G., Bianchi, J., Colasanti, A., Ausili, A. (2009). Benthic foraminifera from the coastal zone of Baia (Naples, Italy): assemblage distribution and modification as tools for environmental characterisation. In: Romano, E., Bergamin, L. (Eds.), *Foraminifera and Marine Pollution*. *Marine Pollution Bulletin*, 59, 234-244.
- Bermúdez, P.J. (1935). Foraminíferos de la costa norte de Cuba. In: *Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural Felipe Poey*, 9 (3): 129-224.
- Bernabeu, J., García Puchol, O., Orozco-Köhler, T. (2018). New insights relating to the beginning of the Neolithic in the eastern Spain: Evaluating empirical data and modelled predictions. *Quaternary International*, 470, 439-450.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515-517.
- Bird ECF. (1994). Physical setting and geomorphology of coastal lagoons, in *Coastal Lagoon Processes*, edited by B. Kjerfve, pp. 9-39, Elsevier Science, Netherlands.
- Blain, H. A., Panera, J., Uribelarrea, D., RubioJara, S., Pérez-González. (2012). Characterization of a rapid climate shift at the MIS 8/7 transition in central Spain (Valdocarros II, Madrid) by means of the herpetological assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 47, 115-134.
- Blanc-Vernet, L. (1984). Les foraminifères de l'herbier à *Posidonia oceanica* en Méditerranée: analyse des assemblages, aspects régionaux, application aux microfaunes fossiles. *International Workshop on Posidonia oceanica Leds.*, G.I.S. Posidonie Publication, 1: 3-14
- Blanc-Vernet, M. T. (1969). Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Relations entre la microfaune et le sédiment, biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires. *Recueil des Travaux de la Station Marina d'Endoume*, 48 (64): 1-315.
- Blanchemanche, P. (2009). Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation. *Archéologie du Midi Médiéval* 27: 225-235.
- Blázquez, A.M. (1995). Facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos en la plataforma continental interna extendida entre la Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa. Tesis de Licenciatura, Universitat de València, 150 p. Inédita.
- Blázquez, A.M. (1996). Plataforma continental interna: Facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos (entre la Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa). *Cuadernos de Geografía*, Valencia, 59: 3-26.
- Blázquez, A.M. (1999). Geomorfología continental y submarina del espacio litoral entre Dénia y Benidorm: notas bibliográficas. *Investigaciones Geográficas*, 22: 111-128.
- Blázquez, A.M. (2005). Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: Paleoambientes y foraminíferos fósiles. Alicante, Spain: *Memorias del Museo Paleontológico de Elche*. Universidad de Alicante y MUPE 1, 314 pp.
- Blázquez, A.M. y Ferrer, C. (2003). L'Albufereta d'Alacant: foraminíferos y evolución paleoambiental. *Cuaternario y Geomorfología*, 18, 55-72.
- Blázquez, A.M. y Ferrer, C. (2012). Role of human actions on landscape changes since the Upper Holocene in the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena* 97: 31-40.
- Blázquez, A.M., Rodríguez-Pérez, A., Sanjuán, D. (2018). Palaeoenvironmental evolution from the early Holocene to the present of the Almenara marsh (western Mediterranean). *Scientia Marina*, Vol 82, No 4.

- Blázquez, A.M., Rodríguez Pérez, A., Torres, T. y Ortiz, J.E. (2017). Effect of global factors on Holocene environmental changes in the Almenara marsh (Western Mediterranean). *Quaternary Research*. 88(02):206-222
- Blázquez, A.M., Usera, J. (2010). Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the Elx coastal lagoon (Alicante, Spain). *Quaternary International*. 221, 68-90.
- Blott, S.J., Pye, K. (2001). Gradstat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. 26(11):1237-1248.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.E., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. 249, 5341:2130-2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278: 1257-1266.
- Booth, R.K., Jackson, S.T., Forman, S.L., Kutzbach, J. E., Bettis, E. E., Kreig, J., Wright, D. K. (2005). A severe centennial scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene* 15: 321-328.
- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L., Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *Holocene* 9 (3), 333-339.
- Bouchet, V.M.P., Alve, E., Rygg, B., Telford, R.J. (2012). Benthic foraminifera provide a promising tool for ecological quality assessment of marine waters. *Ecological Indicators*. 23, 66-75.
- Bouchet, V.M.P., Goberville, E., Frontalini, F. (2018). Benthic foraminifera to assess the Ecological Quality Status of Italian transitional waters. *Ecological Indicators*. 84, 130-139.
- Brisset, E., Burjachs, F., Ballesteros, B., Fernández-López De Pablo, J. (2018). Socioecological adaptation to Early-Holocene sea-level rise in the western Mediterranean. *Global and Planetary Change*. 169, 156-167.
- Broecker, W.S. (2000). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth Science Reviews* 51, 137-154.
- Broecker, W.S. (2006). Was the Younger Dryas Triggered by a Flood?. *Science*, 312 (5777), 1146-1148.
- Bronk-Ramsey, C., Lee, S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55 (2e3), 720-730.
- Bruneton, H., Arnaud-Fassetta, G., Provansal, M., Sistach, D. (2001). Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). *Catena* 45: 287-312.
- Bubík, M. y Kaminski, M.A. (2004). *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, no 8, 485 pp.
- Buchanan, B., Collard, M., Edinborough, K. (2008). Paleoindian demography and the extraterrestrial impact hypothesis. *Proceedings national academy of sciences usa*, 105 (33), 11651-4.
- Burjachs, F., Giralt, S., Roca, J.R., Seret, G., Julia, R. (1997). Palinología holocénica y desertización en el Mediterraneo Occidental. In: Ibañez, J.J., Valero, B.L., Machado, C. (Eds.), *El paisaje*

- mediterraneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación n. Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 379-394.
- Burjachs, F., Jones, S.E., Giralt, S., Fernández-López de Pablo, J. (2015). Lateglacial to Early Holocene recursive aridity events in the SE Mediterranean Iberian Peninsula: The Salines playa lake case study. *Quaternary International*. 1-14.
- Burjachs, F., Jones, S.E., Giralt, S., Fernandez-Lopez de Pablo, J. (2016). Lateglacial to Early Holocene recursive aridity events in the SE Mediterranean Iberian Peninsula: the Salines playa lake case study. *Quaternary International*. 403, 187-200
- Butzer, K.W. (2005). Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32, 1773-1800.
- Buzas, M.A. (1990). Another look at confidence limits for species proportions. *Journal of Paleontology*. 64, 842-843.
- Cacho, I., J. O. Grimalt., C. Pelejero., M. Canals., F. J. Sierro., J. A. Flores, y N. J. Shackleton. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- Cacho, I., J. O. Grimalt., M. Canals., L. Sbaffi., N. J. Shackleton., J. Schönfeld. y R. Zahn. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 40-52.
- Cacho, I., Valero Garcés, B. y González Sampérez, P. (2010). Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial, In *Clima en España: pasado, presente y futuro* (Pérez F. Fiz y Boscolo Roberta Editores) 9-24 pp.
- Caputo, C., La Monica, GB., Lupia Palmieri, E., Pugliese, F. (1987). Physiographic characteristics and dynamics of the shores of Rome (Italy). In: Gardiner V (ed.) *Proceeding of the First International Conference on Geomorphology, Part I*. Wiley Chichester, pp. 1185-1198.
- Carboni, M.G., Succi, M.C., Bergamin, L., Di Bella, L., Frezza, V., Landini, B. (2009). Benthic foraminifera from two coastal lakes of southern Latium (Italy). Preliminary evaluation of environmental quality. *Marine Pollution Bulletin*. 59, 268-280.
- Carmona, P. (1990). La formació de la plana alluvial de València. *Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Turia*. Valencia, Spain: Edit. Alfons el Magnànim, 175 pp.
- Carmona, P. (1999). Progradación Fluvial y Cambios en la Línea de Costa en Época Histórica en el Golfo de Valencia (España). In: Leveau, P.H., Walsh, K., Trément, F., Barker, G. (Eds.), *The Archaeology of Mediterranean Landscapes 2, Environmental Reconstruction in Mediterranean Landscape Archaeology*. Oxbows Books, Oxford, pp. 169-179.
- Carmona, P., Ballester, J. (2011). Geomorphology, geoarchaeology and ancient settlement in the Valencian Gulf (Spain). *Méditerranée* 177: 61-72.
- Carmona, P., Dupré, M., Belluomini, G. (1994). Coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain) during the Subatlantic period. *Quaternaire* 5 (2): 49-57.
- Carmona P., Ruiz JM. (1999). Evolución en el Holoceno reciente del delta del río Turia y la restinga de la Albufera de Valencia. In: Rosselló V (ed.) *Geoarqueologia i quaternari litoral. Homenaje a Maria Pilar Fumanal*. València: Universitat de València, pp. 321-331.

- Carmona, P., Ruiz, J.M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena* 86(3): 139–149.
- Carmona P., Ruiz JM. (2014). Procesos geomorfológicos en llanos de inundación y lagos costeros mediterráneos. El cambio ambiental histórico en la albufera de Valencia (España). *Cuaternario y Geomorfología* 28 (3-4): 95–106.
- Carmona, P., Ruiz-Pérez, J.M., Blázquez, A.M., López-Belzunce, M., Riera, S., Orengo, H. (2016). Environmental evolution and mid-late Holocene climate events in the Valencia lagoon (Mediterranean coast of Spain). *Holocene*. 1-16.
- Carrión, J.S. (2002). Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047–2066.
- Carrión, J. S., C. Finlayson, S., Fernández, G., Finlayson, E., Allué, J. A., López-Sáez, P., López-García, G., Gil-Romera, G., Bailey, y P. González-Sampérez. (2008). A coastal reservoir of biodiversity for Upper Pleistocene human populations: palaeoecological investigations in Gorham's Cave (Gibraltar) in the context of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2118.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampérez, P., Leroy, S. a. G., Bailey, G., López- Sáez, J. a., Burjachs, F., Gil-Romera, G., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Parra, I., Santos, L., López-García, P., Yll, E.L., Dupre , M. (2009). Quaternary pollen analysis in the Iberian Peninsula : the value of negative results. *Internet Archaeology*. 25, 1-54.
- Carrión, J.S., Fernández, S., Jiménez-Moreno., Fauquette, S., Gil-Romera, G., González-Sampeérez, P., Finlayson, C. (2010). The historical origins of aridity and vegetacion degradation in southeastern Spain. *Journal of Arid Environments* 74: 731–736.
- Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampérez, P., Sánchez Quirante, L., Finlayson, J.C., Fernández, S., Andrade, A. (2007). Holocene environmental changes in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews* 26, 1455-1475.
- Catt, J.A. y Weir, A.H. (1976). The study of archaeologically important sediments by petrographic techniques. *geoarchaeology*. ed. duckworth, london.
- Cearreta, A. (1989). Foraminiferal assemblages in the ría of San Vicente de la Barquera (Cantabria, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, XXI (1): 67-80.
- Cearreta, A., Benito, X., Ibáñez, C., Trobajo, R. y Giosan, L. (2016). Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): Evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *The Holocene*.
- Cearreta, A., Irabien, M.J., Ulibarri, I., Yusta, I., Croudace, I.W., Cundy, A.B. (2002). Recent salt marsh development and natural regeneration of reclaimed areas in the Plentzia estuary, N. Spain. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 54, 863-886.
- Cearreta, A., Monge-Ganuzas, M. (2013). Evolución paleoambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya): respuesta al ascenso del nivel marino durante el Holoceno. *Geo-temas*, 14, 16.
- Cearreta, A., Leorri, E., Iriondo, I., González, M.J. y Aristondo, O. (2008). Quantitative tools for environmental reconstructions of the recent estuarine infill using benthic foraminifera. *Geogaceta*, no 45, pp. 67-70.

- Cearreta, A. y García-Fernández, Z. (2015). El relleno sedimentario holoceno de la marisma de Txipio (Plentzia-Barrika, Vizcaya): registro de los cambios ambientales en el estuario del Butroe durante los últimos 8.500 años. *Geogaceta*, 57, 111-114.
- Cheddadi, R., Lamb, H.F., Guiot, J., van der Kaars, S. (1998). Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics* 14, 883-890.
- Chronis, T., Papadopoulos, V., Nikolopoulos, E. I. (2010). QuickSCAT observations of extreme wind events over the Mediterranean and Black Seas during 2000–2008. *International Journal of Climatology*.
- Colom, G. (1974). Foraminíferos Ibéricos. Investigación Pesquera. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Patronato Juan de la Cierva, Tomo 38 (I), 245 p.
- Colombaroli, D., Tinner, W., van Leeuwen, J., Noti, R., Vescovi, E., Vanniere, B., Magny, M., Schmidt, R., Bugmann, H. (2009). Response of broadleaved evergreen Mediterranean forest vegetation to fire disturbance during the Holocene: insights from the peri-Adriatic region. *Journal of Biogeography* 36, 314-326.
- Constante, A., Peña, J.L., Muñoz, A., Picazzo J. (2011). Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late Holocene in the central Ebro Valley, northeast Spain. *The Holocene* 21: 255–286.
- Contreras-Rosales, L.A., Koho, K.A., Duijnste, I.A.P., de Stiger, H.C., Garcia, R., Koning, E., Epping, E. (2012). Living deep-sea benthic foraminifera from the Cap de Creus Canyon (western Mediterranean): faunalegeochemical interactions. *Deep-Sea Res.* 64, 22e42.
- Cosentino, C., Pepe, F., Molisso, F., Scopelliti, G., Caruso, A., Insinga, D.D., Lubritto, C., Sacchi, M. (2016). Paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction of a Holocene marine succession (Calabria, south-eastern Tyrrhenian Sea). *Quaternary International*. 439, 79-101.
- Costello, M.K., Emblow, C., White, R. (2001). European register of marine species: a check-list of the marine species in Europe and a bibliography of guides to their identification. *Collection Patrimoines Naturels*, 50: pp. 60-75
- Cronin, T. M., K. Hayo., R. C. Thunell., G. S. Dwyer., C. Saenger, and D. A. Willard. (2010). The Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age in Chesapeake Bay and the North Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, 297, 299–310
- Curry, B., Henne, P.D., Mesquita-Joanes, F. (2016). Holocene paleoclimate inferred from salinity histories of adjacent lakes in southwestern Sicily (Italy). *Quaternary Science Reviews* 150: 67–83.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L. Sierro, F.J., Lario, J., Gonzalez, J.A., Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression. *Mar. Geol.* 162(2–4): 381–404.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (1994). History of research, types and internal organization of incised-valley systems. In: Dalrymple R.W. (ed.) *Incised-valley systems*, SEPM Special Publication No 51: 3–10.
- Day, J., Ibáñez, C., Scarton, F., Pont, D., Hensel, P., Day, J., Lane, R. (2011). Sustainability of Mediterranean Deltaic and Lagoon Wetlands with Sea-Level Rise: The Importance of River Input. *Estuaries and Coasts*. 34:483-493.
- Day, J.H. (1981). The nature, origin and classification of estuaries, in *Estuarine Ecology*, edited by J. H. Day, pp. 1-6, A. A. Balkema, Netherlands.

- Davis, B.A.S., Stevenson, A.C. (2007). The 8.2 ka event and Early-Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1695-1712.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. (2000). Coherent high-and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* 288: 2198–2202.
- Debenay, J.P. (2000). Foraminifers of paralic tropical environments. *Micropaleontology*. 46:153-160.
- Debenay, J.P., Guillou, J.J. (2002). Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments. *Estuaries*. Vol 25, 6A,p. 1107–1120.
- Degeai, J.P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., Bony, G. (2015). Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews*. 129, 37-56.
- Del Barrio Fernández, P., García Alba, J., Álvarez Díaz, C., Revilla Cortezón, J.A. (2012). A model for describing the eutrophication in a heavily regulated coastal lagoon. Application to the Albufera of Valencia (Spain). *Journal of Environmental Management*. 112, 340-352.
- Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R. (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Gadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*. 33, 121-141.
- Dennison, J.M. y Hay, W.W. (1967). Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology*, 41, 706-708.
- Denton, G.H., y Karlén, W. (1973). Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3: 155–205.
- Dermody, B.J., de Boer, H.J., Bierkens, M.F.P., Weber, S.L., Wassen, M.J., Dekker, S.C. (2012). A seesaw in Mediterranean precipitation during the Roman Period linked to millennial-scale changes in the North Atlantic. *Climate of the Past*. 8. 637–651.
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U. (2016). Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past*. 12, 1389-1400.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U. (2011). Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 299: 289–297.
- Dolez, L., Salel, T., Bruneton, H. Colpo, G., Devillers, B., Lefevre, D., Muller, S.D., Sanchez, C. (2015). Holocene palaeoenvironments of the Bages-Sigean lagoon (France). *Geobios*. 48, 297–308.
- Dolven, J.K., Alve, E., Rygg, B., Magnusson, J. (2013). Magnusson Defining past ecological status and foraminifera: in situ reference conditions using benthic. A case study from the Oslofjord, Norway. *Ecological Indicators*. 29, 219-233.
- Di Bella, L., Belloti, P., Milli, S. (2013a). The role of foraminifera as indicators of the Late Pleistocene Holocene palaeoclimatic fluctuations on the deltaic environment: The example of Tiber delta succession (Tyrrhenian margin, Italy). *Quaternary International*. 303, 191-209.

- Di Bella, L., Casieri, S. (2013b). The Late Glacial–Holocene record from Central Adriatic Sea: Paleoenvironmental reconstruction based on benthic foraminiferal assemblages. *Geobios*. 46, 473–489.
- Diz, P., Francés, G. (2018). Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain). *Marine Micropaleontology* 66, 165–191
- Donnici, S., Serandrei-Barbero, R. (2002). The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf. *Marine Micropaleontology*. 44 (3–4), 93–123.
- Dorman, C.E., Beardsley, R.C., Limeburner, R. (1995). Winds in the Strait of Gibraltar. *Q. Journal of the Royal Meteorological Society*. 121, 1903–1921.
- Dorst, S. y Schönfeld, J. (2013). Diversity of benthic foraminifera on the shelf and slope of the Atlantic: Analysis of datasets. *The Journal of Foraminiferal Research*. 43(3): 238–254
- Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum. *science*, 192, 1189–1202.
- Eddy, J. A. (1983). The Maunder Minimum, a reappraisal. *solar physics*, 889, 195–207.
- Ejarque, A., Julià, R., Reed, J.M., Mesquita-Joanes, F., Marco-Barba, J., Riera, S. (2016). Coastal Evolution in a Mediterranean Microtidal Zone: Mid to Late Holocene Natural Dynamics and Human Management of the Castelló Lagoon, NE Spain. *PLoS ONE* 11(5): -0155446.
- Emile-Geay, J., Cane, M., Seager, R., Kaplan, A., Almasi, P. (2007). El Niño as a mediator of the solar influence on climate. *Paleoceanography* 22.
- Ertan, K.T., Hemleben, V. y Hemleben, C. (2004). Molecular evolution of some selected benthic foraminifera as inferred from sequences of the small subunit ribosomal DNA. *Marine Micropaleontology*, no 53, pp. 367–388.
- Estournel, C., de Madron, X.D., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliard, C., Vehil, R. (2003). Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of geophysical research Oceans*. 108.
- Fanget, A.S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B., Maillet, G.M, Tondut, M. (2014). Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). *Sedimentary Geology*. 305, 35–53.
- Fatela, F., Taborada, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*. 45, 169–174.
- Fernández, J., J. P. Montávez., J. Sáenz., J. F. González-Rouco. and E. Zorita. (2007). Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle. *Journal of Geophysical Research*. 112(D04101).
- Ferrer, C., Blázquez A.M. (2012). The Evolution of the Albufera Lagoon (Western Mediterranean): Climate Cycles and Sea-Level Changes. *Journal of Coastal Conservation*. 28, 6, 1617–1626.
- Ferraro, L., Sprovieri, M., Alberico, I., Lirer, F., Prevedello, L., Marsella, E. (2006). Benthic foraminifera and heavy metals distribution: a case study from the Naples Harbour (Tyrrhenian Sea, Southern Italy). *Environmental Pollution*. 142, 274–287.
- Filip, F., Giosan, L. (2014). Evolution of Chilia lobes of the Danube delta: Reorganization of deltaic processes under cultural pressures. *Anthropocene*. 5, 65–70.

- Fisher, R.A., Corbet, A.S., Williams, C.B. (1943). The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology* 12(1): 42–58.
- Fletcher W.J., Boski, T. and Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climate change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13.000 years. *The Holocene* 17 (4): 481–494.
- Fletcher, W.J., Sanchez-Gon-i, M.F., Peyron, O., Dormoy, I. (2010). Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past*, 6, 245–264.
- Fletcher, W.J., Zielhofer, C. (2013). Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene Rapid Climate Changes. *Catena*, 103, 16–29.
- Flocas, A.A. (1988). Frontal depressions over the Mediterranean Sea and Central Southern Europe. *Mediterranee* 4, 43–52.
- Font Tullot, I. (1988). *Historia del Clima en España: Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid. 297 pp.
- Fontanier, C., Fabri, M.C., Buscaill, R., Biscara, L., Koho, K., Reichart, G.J., Cossa, D., Galaup, S., Chabaud, G., Pigot, L. (2012). Deep-sea foraminifera from the Cassidaigne Canyon (NW Mediterranean): assessing the environmental impact of bauxite red mud disposal. *Marine Pollution Bulletin*. 64, 1895–1910.
- Foster, W.J., Chatlet, E.A., Rogerson, M. (2012). Testing benthic foraminiferal distributions as a contemporary quantitative approach to biomonitoring estuarine heavy metal pollution. *Marine Pollution Bulletin*. 64, 1039–1048.
- Francescangeli, F., Armynot du Chatelet, E., Billon, G., Trentesaux, A., Bouchet, V.M.P. (2016). Palaeoecological quality status based on foraminifera of Boulogne-sur-Mer harbour (Pas-de-Calais, Northeastern France) over the last 200 years. *Marine Environmental Research*. 117, 32–43.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H. (2007). Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deep water sediment record. *Paleoceanography* 22, PA2209.
- Frontalini, F., Coccioni, R. (2011). Benthic foraminifera as bioindicators of pollution: a review of Italian research over the last three decades. *Revue de Micropaléontologie*. 54, 115–127.
- Fumanal, M.P., Usera, J., Viñals, M.J., Mateu, G., Belluomini, G., Manfra, L., Proszynska-Bordas, H. (1993). Evolución cuaternaria de la Bahía de Xàbia (Alicante). In: Fumanal MP and Bernabeu J (eds) *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia: Universitat de València, pp. 17–26.
- García, I. (2018). Foraminíferos del Cuaternario reciente del Mar de Alborán. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.
- García-Forner, A. (1997). Foraminíferos cuaternarios de las marjales de Oliva-Pego y Xàbia (Valencia-Alicante). *Paleoecología y evolución*. Tesis doctoral. Universitat de València, 201 p.
- García Labrandero, A. (1959). Evolución y futuro de la Albufera de Valencia, Valencia, unpublished document 64pp.
- García-Martínez de Lagrán, I., Iriarte, E., García-Gazólaz, J., Tejedor-Rodríguez, C., Gibaja-Bao, J.F., Moreno-García, M., Pérez-Jordá, G., Ruiz-Alonso, M., Sesma-Sesma, J.; Garrido-Peña,

- R., Carrancho-Alonso, A., Peña-Chocarro, L., Rojo-Guerra, M.A. (2015). 8.2 Kyr BP paleoclimatic event and the Ebro Valley Mesolithic Groups: preliminary data from Artusia rock shelter (Unzué, Navarra, Spain). *Quaternary International*, 403, 151-173.
- Gasse, F., Fontes, F.C., Plaziat, J. C., Carbonel, P., Kaczmarska, I., De Deckker, P., Soulie-Marshe, I., Callot, Y., Dupeuble, P. A. (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environment and hidrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60: 1-46.
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, S., Ioakim, C., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2000). Evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18,000 years in the Myrtoon basin, SW Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 1-17.
- Ghilardi, M., Colleu, M., Pavlopoulos, K., Fachard, S., Psomiadis, D., Rochette, P., Demory, F., Knodell, A., Triantaphyllou, M., Delanghe-Sabatier, D., Bicket, A., Fleury, J. (2013). Geoarchaeology of Ancient Aulis (Boeotia, Central Greece): Human occupation and Holocene landscape changes. *Journal of Archaeological Science*, 40, 2071-2083.
- Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Escudero, E. (2015). Relationships between the ESI-07 scale and expected PGA values from the analysis of two historical earthquakes (\geq VIII EMS) in East Spain: Tavernes 1396 AD and Estubeny 1748 AD events. 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, Pescina, Fucino Basin, Italy, *Miscellanea INGV* 27, 185-188.
- Giralt, S., Juli a, R. (2003). Water level reconstruction in closed lakes based on the mineral composition of sediments. In: *Limnogeology in Spain: a Tribute to Kerry R. Kelts*, pp. 305-325.
- Giresse, P., Buscail, R., Charrière, B., Abassi, A., Masqué, P., Sanchez-Cabeza, J.A. (2001). Biotracers and geotracers of depositional events in NW Mediterranean margin over the past two centuries. *Oceanologica Acta*. Vol. 24 – No. 6.
- Glaser, R., Riemann, R., Schönbein, J., Barriendos, M., Brázdil, R., Bertolin, C., ... Himmelsbach, I. (2010). The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change* 101: 235-256.
- Glick, TF. (1970). *Irrigation and Society in Medieval Valencia*. Cambridge: Harvard University Press.
- Godshalk, G.L., Wetzel, R.G. (1978). Decomposition of aquatic angiosperms III. *Zostera marina* L. and a conceptual model of decomposition. *Aquatic Botany*. 5, 329-354.
- Goineau, A., Fontanier, C., Jorissen, F. J., Lansard, B., Buscail, R., Mouret, A., Kerhervé, P., Zaragosi, S., Ernoult, E., Artéro, C., Anschutz, P., Metzger, E., and Rabouille, C. (2011). Live (stained) benthic foraminifera from the Rho-ne prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): environmental controls on a river- dominated shelf. *Journal of Sea Research*. 65 (1), 58-75.
- González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Tosquella, J., Baceta, J.I., Pendón, J.G., Abad, M., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V. (2001). Foraminíferos bentónicos actuales de la plataforma continental del norte del Golfo de Cádiz. *Geogaceta* 29, 61-64.
- González-Sampéris, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M.C., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A., Martínez-Bea, M. (2009). Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 kyr climate event. *Quaternary Research*, 71 (2): 121-132.

- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Hillaire-Marcel, C. (1986). Evolution des systems de lagoons-iles barriere du Tyrrhenien a l'actualité a Campo de Dalías (Almería, Espagne). *Travaux et Documents* 197: 169-171.
- Goy, J.L., Zazo, C., and Dabrio, C.J. (2003). A beach ridge progradation complex reflecting periodical sea level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*. 50(1-3): 251-268.
- Gregory, B.R.B., Peros, Reinhardt, E.G., M., Donnelly, J.P. (2015). Middle-late Holocene Caribbean aridity inferred from foraminifera and elemental data in sediment cores from two Cuban lagoons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 426, 229-241
- Grove, A.T. (2001). The "Little Ice Age" and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climate Change* 48 (1): 121-136.
- Grove, A.T. y Rackham, O. (2001). *The nature of Mediterranean Europe: an Ecological History*. London: Yale University Press.
- Guillem, J. (2008). *Tafonomía, Taxonomía y Ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torreblanca (Tesis doctoral)*. Universitat de Valencia, 523 pp.
- Guimerans, P.V.; Sanagustín, J.I.C. y Currado, J.L.C. (1999b). Los foraminíferos bentónicos recientes de la superfamilia Miliolacea Ehremberg, 1839 en los sedimentos superficiales del margen septentrional del Golfo de Cádiz (España). *Revista Española de Micropaleontología*, no 31, pp. 99-122.
- Gutiérrez, M. and Peña, J.L. (1998). Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23: 205-217.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: palaentological statistics package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4 (1), 9.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2008). *PAST Palaentological Statistics, Ver. 1.81. Software documentation*.
- Harris, G. (2008). Lagoons, in *Encyclopedia of Ecology*, edited by S. E. Jørgensen and B. D. Fath, pp. 2061-2068, Academic Press, Oxford.
- Hayward, B.W., Cedhagen, T., Kaminski, M., Gross, O. (2017). *World Foraminifera Databas* Accessed at <http://www.marinespecies.org/foraminifera> on 2017-03-24.
- Heiri, O., Tinner, W. y Lotter, A.F. (2004). Evidence for cooler European summers during periods of changing meltwater flux to the North Atlantic. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 101 (43): 15285-15288.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.
- Irabien, M.J., Cearreta, A., Leorri, E., Gómez, J., Viguri, J. (2008). 130 Year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): implications for environmental management. *Marine Pollution Bulletin*. 56, 1719-1727.

- Jacobeit, J., Wanner, H., Luterbacher, J., Beck, C., Philipp, A., Sturm, K. (2003). Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid- seventeenth century. *Climate Dynamics* 20, 341-352.
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Foontugne, M., Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 200 (1-2): 4-18.
- Jalut, G., Esteban, Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M. (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 160: 255-290.
- Jiménez-Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Sakamoto, T., Iijima, K., Gallego-Torres, D., Harada, N. (2007). Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial maximum: high resolution multiproxy record from the Algero-Balearic basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 292-306.
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Carrión, J.S., López-Sáez, J. A., Villarías-Robles, J.J.R., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, A., Contreras, C. (2015). Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25(4) 607-617.
- Jones, M.D., Roberts, C.N. (2008). Interpreting lake isotope records of Holocene environmental change in the Eastern Mediterranean. *Quaternary International* 181, 32-38.
- Jordà, G., De Mey, P. (2010). Caracterización de la dinámica del error en un modelo 3D de la costa del mar catalán usando modelos estocásticos. *Continental Shelf Research*. 30, 419-441.
- Jordá Pardo, F.J. (1995). El Cuaternario: Definición, Límite inferior y divisiones. *Zephyrus*, 47, 53-74
- Jordi, A., Basterretxea, G., Wang, D.P. (2011). Local versus remote wind effects on the coastal circulation of a microtidal bay in the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 88, 312-322.
- Jorissen, F.J. (1987). The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropalaeontology*, no 12, pp. 21-48.
- Jorissen, F.J. (1999). Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment water interface. In: *Modern Foraminifera*, ed.: B.K. Sen Gupta, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 161-179.
- Kaminski, M.A. (2000). The New and Reinstated Genera of Agglutinated Foraminifera published between 1986 and 1996. En: M.B. Hart, M.A. Kaminski y C.W. Smart (Eds.). *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, no 7, pp. 185-219.
- Kaminski, M.A. (2004). The year (2000). Classification of the Agglutinated Foraminifera. In: M.K. Bubik, Ma. (ed). *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 237-255.
- Kender, S.; Kaminski, M.A. y Jones, R.W. (2007). Four new species of deep water agglutinated foraminifera from the Oligocene-Miocene of the Congo Fan (offshore Angola). *Micropaleontology*, no 52, pp. 465-470.
- Kjerfve B (ed) . (1994). Coastal lagoon processes. Elsevier Oceanogr Ser 60, 1-8.

- Koster, B., Reicherte, K. (2014). Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain. *Sedimentary Geology* 314 (2014) 1–16
- Koukousioura, O., Triantaphyllou, M.V., Dimiza, M.D., Pavlopoulos, K., Syrides, G., Vouvalidis, K. (2012). Benthic foraminiferal evidence and paleoenvironmental evolution of Holocene coastal plains in the Aegean Sea (Greece). *Quaternary International* 261. 105-117.
- Krumbein, W.C. (1934). Size Frequency Distributions of Sediment, *Journal of Sedimentary Petrology*, 4: 65-77.
- Krumbein, W.C. (1938). Size Frequency Distributions of Sediment and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 8: 84-90.
- Kurek, J., Cwynar, L., Spear, R.W. y Schulz, M. (2002). A high resolution Holocene climate record from the White Mountains of Eastern North America. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 34: 49.
- Langer, M. R. (1988). Recent epiphytic foraminifera from Volcano (Mediterranean Sea). *Revue de Paléobiologie*, vol. esp. 2, 827-832.
- Langer, M.R. (1993). Epiphytic foraminifera. *marine micropaleontology*, 20: 235-265
- Leorri, E. (2003). Transformación ambiental de la Ría de Bilbao durante el Holoceno: registro micropaleontológico de los procesos naturales y antrópicos. Tesis Doctoral, Euskal Herriko Unibertsitatea, Leioa, 265 pp.
- Leorri, E. y Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51(1), 75-94.
- Leorri, E. y Cearreta, A. (2009). Quantitative assessment of the salinity gradient within the estuarine systems in the southern Bay of Biscay using benthic foraminifera. *Continental Shelf Research*, no 29, pp. 1226-1239.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, (2012). Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. 42, 59-73.
- Leps, J., Smilauer, P. (2005). *Multivariate Analysis of Ecological Data Using CANOCO*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Levy, A. (1982). Sur la survie de certains Foraminifères dans les eaux continentales et sur ses conséquences. *Mémoires Société Géologique de France*, N.S., 144: 161-171.
- Levy, A. (1989). Lacs quaternaires à faunes margino-littorales. *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, V (1): 63-71.
- Llasat, M., Llasat-Botija, M., Prat, M. A., Porcu, F., Price, C., Mugnai, A., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Katsanos, D., Michaelides, S., Yair, Y., Savvidou, K., Nicolaidis, K. (2010). High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: The FLASH preliminary database. *Advances in Geosciences*. 47-55. 10.5194
- Loeblich, A.R., and Tappan, H. (1988). *Foraminiferal Genera and Their Classification*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 970 pp.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1992). Present status of foraminiferal classification. In "Studies in Benthic foraminifera. Proceedings of the Fourth Symposium on benthic foraminifera, Sendai" (Y. Takayanagi, and T. Saito, Eds.), pp. 93-102. Tokai University Press, Tokyo.

- López-Belzunce, M., Blázquez, A.M., Pretus, J. (2014). Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shoreface and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean). *Marine Environmental Research*. 101: 169–183.
- López Sáez, J.A., López García, P. y Cortés Sánchez, M. (2007). Paleovegetación del Cuaternario reciente: Estudio arqueopalinológico. En M. Cortés Sánchez (ed.): *Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente en la Bahía de Málaga*. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga, Junta de Andalucía, Universidad de Málaga, Fundación Cueva de Nerja y Fundación Obra Social de Unicaja. Málaga: 139–156.
- López Sáez, J. A., López Merino, L., Pérez Díaz, S. (2008). Crisis climáticas en la prehistoria de la Península Ibérica: El evento 8200 CAL. BP como modelo. In S. Rovira, M. García, M. Gener, y I. Montero (Eds.), *Actas VII Congreso Ibérico de Arqueometría* (pp. 77–86). Madrid.
- Losada, A.M. (1999). Analysis of the meteorological synoptic situations that affect the Straits of Gibraltar and their influence on the surface wind. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15 (1–4), 81–90.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., Lewin, J., Soja, R., Starkel, L., Thornodycraft, V.R. (2006). Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial history of Europe. *Catena* 66, 145–154.
- Macklin, M.G., Lewin, J., Woodward, J.C. (1995). Quaternary fluvial systems in the Mediterranean basin. In: Lewin, J., Macklin, M.G., Woodward, J.C. (Eds.), *Mediterranean quaternary river environments*. Balkema, Rotterdam, pp. 1–25.
- Magno, M.C., Bergamin, L., Finoia, M.G., Pierfranceschi, G., Venti, F., Romano, E. (2012). Correlation between textural characteristics of marine sediments and benthic foraminifera in highly anthropogenically-altered coastal areas. *Marine Geology*. 315–318, 143–161.
- Magny, M. (1993). Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* 40, 1–9.
- Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*. 113, 65–79.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O. (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1589–1596.
- Magny, M., de Beaulieu, J-L., Drescher-Schneider, R., Vanniére, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A. (2007). Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accessa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*. 26. 1736–1758.
- Magny, M., Vanniére, B., Calo, C., Millet, L., Leroux, A., Peyron, O., Zanchetta, G., La Mantia, T., Tinner, W. (2011). Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30: 2459–2475.
- Magny, M., Vanniére, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A. V., Arnaud, F. (2009). Possible complexity of the climatic event

- around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. The Holocene. 19(6): 823-833.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. y Hughes, M. K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392, 779-787
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326, 1256-1260.
- Marco-Barba, J., Holmes, J.A., Mesquita-Joanes, F., Miracle, R. (2013 a). The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios* 46, 409-421.
- Marco-Barba, J., Mesquita, F. and Miracle, M.R. (2013 b). Ostracod palaeolimnological analysis reveals drastic historical changes in salinity, eutrophication and biodiversity loss in a coastal Mediterranean lake. *The Holocene* 23 (4): 556-567.
- Marco-Barba J., Burjachs, F., Reed, J.M., Santisteban, C., Usera, J.M., Alberola, C., Expósito, I., Guillem, J., Patchett, F., Vicente, E., Mesquita-Joanes, F., Miracle, M.R.† (2019). Mid-Holocene and historical palaeoecology of the Albufera de València coastal lagoon. *Limnetica*, 38(1): 353- 389.
- Marco-Barba, J.I, Burjachs, F.2,3,4, Reed, J.M.5, Santisteban, C.6, Usera, J.M.6, Alberola, C.6, Expósito, I.3,4, Guillem, J.6, Patchett, F.5, Vicente, E.I, Mesquita-Joanes, F.I,* and Miracle, M.R.
- Marco Segura, J.B.,*et al.* (2015). Desarrollo de un estudio integral del sistema hidráulico Júcar-Albufera. Inédito. Comunicación personal en Palop 2015.(
- Margalef, R. (1972). Homage to Evelyn Hutchinson, or why is there an upper limit to diversity. *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences.*, 44, 211-235.
- Martin, R.E. (2000). *Environmental Micropaleontology*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 481 pp.
- Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garces, B.L. (2010). Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past*, 6, 807-816.
- Martín-Puertas, C., Valero, B.L., Mata, M.P., González-Sampériz P, Bao R, Moreno A, Stefanova V. (2008). Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record, Córdoba. *The Holocene* 18: 907-921.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garces, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P. (2009). The Iberian-roman humid period (2600-1600 cal yr BP) in the Zonar lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*. 71, 108-120.
- Martínez, B. (2012). Cambios oceanográficos y climáticos en el sur del Golfo de Vizcaya durante el cuaternario final, detectados por medio de foraminíferos y ostrácodos. Tesis, Universidad del País Vasco.
- Mateu, G. (1970). Estudio sistemático y bioecológico de los foraminíferos vivientes de los litorales de Cataluña y Baleares. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 38: 1-84.

- Mateu, G. (1974). Foraminíferos recientes de la isla de Menorca (Baleares) y su aplicación como indicadores biológicos de contaminación litoral. *Boletín de la Sociedad de Historia Natural de Baleares*, 19, 90-110.
- Mateu, G. (1981). Los foraminíferos plioleostocénicos de las formaciones litorales del mar Menor (Murcia) y las condiciones paleoecológicas del Mediterráneo. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, Tomo VI: 274-304.
- Mateu-Vicens, G., Box, A., Deudero, S., Rodríguez, B. (2010). Comparative analysis of epiphytic foraminifera in sediments colonized by seagrass *Posidonia oceanica* and invasive macroalgae *Caulerpa* spp. *Journal of Foraminiferal Research*, 40, 134-147.
- Mauz, B., Fanelli, F., Elmejdoub, N., Barbieri, R. (2012). Coastal response to climate change: Mediterranean shorelines during the Last Interglacial (MIS 5). *Quaternary Science Reviews*, 54, 89-98.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, K., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3): 243-255.
- McLusky, D.S., Elliott, M. (2017). Transitional waters: A new approach, semantics or just muddying the waters? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71, 359-363.
- Mediato, J.F. (2016). Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón). Registro sedimentario, geoquímico e histórico. Phd thesis. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Estratigrafía, 462 pp.
- Mediato, J.F., Santiesteban, J.I., Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. (2011). Análisis estratigráfico y sedimentológico del registro Holoceno del marjal de Almenara. Variaciones eustáticas. En: *Avances en Geomorfología Litoral*. 163-166.
- Melis, R.T., Di Rita, F., French, C., Marriner, N., Montis, F., Giovanni, F., Sulas, F., Vacchi, M. (2018). 8000 years of coastal changes on a western Mediterranean island: A multiproxy approach from the Posada plain of Sardinia. *Marine Geology* 403, 93-108.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Martins, V. (2004). Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology*, 51, 171-192.
- Mensing, S., Tunno, I., Cifani, G., Passigli, S., Noble, P., Archer, C., Piovesan, G. (2015). Human and climatically induced environmental change in the Mediterranean during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: A case from central Italy. *Anthropocene*, 15, 49-59.
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S.R. (2000). Duration of S1, the most recent sapropel in the Eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15, 336-347.
- Miller, A., Scott, D. y Medioli, F.S. (1982). *Elphidium excavatum* (Terquem): Ecophenotypic versus subspecific variation. *Journal of Foraminiferal Research*, 12, 116-144.
- Milker, Y., Schmiedl, G. (2012). A Taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea. *Palaeontologia Electronica*, 15 (2), 16A.134pp., 36-118.

- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., Siccha, M. (2009). Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*. 73, 207-225.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C. (2011). Paleobathymetric history of the Western Mediterranean Sea shelf during the latest glacial period and the Holocene: quantitative reconstructions based on foraminiferal transfer functions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 307, 324-338.
- Mojtahid, M., Jorissen, F., Pearson, T.H. (2008). Comparison of benthic foraminiferal and macrofaunal responses to organic pollution in the Firth of Clyde (Scotland). *Marine Pollution Bulletin*. 56, 42-76.
- Molina, E. (2004). *Micropaleontología*. Pressas Universitarias de Zaragoza.
- Moodley, L., y Hess, C. (1992). Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen conditions. *Biological Bulletin*, no 183, pp. 94-98.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., *et al.* (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28 (25-26): 2582-2599.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, A., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., JiménezEspejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L. (2012). The medieval climate anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*. 43, 16-32.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Rico, M. (2008). Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40 (3): 943-961.
- Moreno Ramón, H. (2013). "Evaluación espacio-temporal de las aguas y suelos de la zona colindante al lago de la Albufera de Valencia: Intento de recuperación". Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia
- Morvan, J., Debenay, J.-P., Jorissen, F., Redois, F., Beneteau, E., Delplancke, M., Amato, A.S. (2006). Patchiness and life cycle of intertidal foraminifera implication for environmental and paleoenvironmental interpretation. *Marine Micropaleontology*. 61, 131-154.
- Muscheler, R., Beer, J. y Vonmoos, M. (2004). Causes and timing of the 8200 yr BP event inferred from the comparison of the GRIP ¹⁰Be and the tree ring ¹⁴C record. *Quaternary Science Reviews*. 23: 2101-2111.
- Murray, J.W. (1968). The living Foraminiferida of Christchurch harbour, England. *Micropaleontology*, no 14, pp. 83-96.
- Murray, J.W. (1971). *An Atlas of British Recent Foraminiferids*. Heinemann Educational Books. London, 244 p.
- Murray, J.W. (1991). *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific and Technical, 397 pp.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge. University Press, Cambridge.

- Murray, J.W. (2009). Wind transport of foraminiferal tests into subaerial dunes: an example from western Ireland. *Journal of Micropalaeontology*. 28:185–187.
- Napoli Alliata, E. (1952). Nuove specie di foraminiferi nel Pliocene e el Pleistocene della zona di Castell'Arquato (Piacenza). *Riv.Ital. Pal.Strat.*, Milan, vol. 58, no. 3, 103-107.
- Navarro-Hervás, F., Ros-Salas, MM., Rodríguez-Estrella, T. Fierro Enrique, E., Carrión, J.S., García Veigas, J., Flores, J.A., Bárcena, M.A., García, M.S. (2014). Evaporite evidence of a mid-Holocene (c.4550-4400 cal. yr BP) aridity crisis in the southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences. *The Holocene* 2 (4): 289–502.
- Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Jiménez-Espejo, F., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., García-Orellana, J., Ortega-Huertas, M., de Lange, G.J. (2011). Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: a multiproxy approach. *Climate of the Past*. 7, 1395-1414.
- Nichols, MM. and Boon, JD. (1994). Sediment transport processes in coastal lagoons, in *Coastal Lagoon Processes*, edited by B. Kjerfve, pp. 157-220, Elsevier Science, Amsterdam.
- Olivera, C., Susagna, T., Roca, A., Goula, X. (1992). Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas. *Tectonophysics* 203 (1-4), 99-109.
- Onandia, G., Gudimov, A., Miracle, M.R. y Arhonditsis, G. (2015). Towards the development of a biogeochemical model for addressing the eutrophication problems in the shallow hypertrophic lagoon of Albufera de Valencia, Spain. *Ecological Informatics*. 26. p.pp. 70–89.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Ramallo, S.F., Ros, M. (2015) Algoritmos de datación por racemización de aminoácidos de ostrácodos del Holoceno y Pleistoceno superior en la Península Ibérica. *Geogaceta*. 58, 59-62.
- Palop, F. (2015). Procesos ecológicos, agronómicos y ambientales en el humedal de l'Albufera de Valencia. Construcción de escenarios de futuro. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. 291p
- Pantaleón, J., Roure, J.M., Yll, E.I. y Pérez-obiol, R. (1996). Dinámica del paisaje vegetal durante el Neolítico en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica e Islas Baleares. En I Congrés del Neolític a la Península Ibérica. Gavà-Bellaterra, 1995. *Rubricatum* 1 (1). Gavà-Bellaterra: 29-34.
- Pantaleón-Cano, J., Yll, E.I., Pérez-Obiol, R., Roure, J.M. (2003). Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería-Spain). *The Holocene* 13 (1): 109-119.
- Pardo-Pascual, J.E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L.A., Palomar-Vázquez, J., Rodrigo-Alemany, R. (2014). Evaluation of storm impact on sandy beaches of the Gulf of Valencia using Landsat imagery series. *Geomorphology*. 214, 388-401.
- Parker, F.L. (1958). Eastern Mediterranean foraminifera. En: H. Pettersson (Ed.). Reports of the Swedish Deep-sea Expedition 1947-1948. Sediment Cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea. Elanders Boktryckeri Aktiebolag, Göteborg, Sweden, pp. 217-283.
- Pascual, A. y Rodríguez-Lázaro, J. (2006). Marsh development and sea level changes in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay): foraminifers as tidal indicators. *Scientia Marina*, 70S1, pp. 101-117.

- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O. y Jouanneau, J.M. (2002). Late Holocene pollution in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay) evidenced by the study of Foraminifera and Ostracoda. *Hydrobiologia*, no 475/476, pp. 477-491.
- Pascual-Aguilar, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., Picó, Y. (2015). Current anthropogenic pressures on agro-ecological protected coastal wetlands. *Science of the Total Environment*. 503-504, 190-199.
- Patterson, R.T., Fishbein, E. (1989). Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology*. 63, 245-248.
- Pawlowski, J. y Holzmann, M. (2002). Molecular phylogeny of Foraminifera-a review. *European Journal of Protistology*, no 38, pp. 1-10.
- Pawlowski, J., Holzmann, M., Tyszká, J. (2013). New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology: *Marine Micropaleontology* 100, 1-10.
- Peña, J.L., Echeverría, M.T., Petit-Maire, N., Lafont, R. (1993). Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (depresión del Ebro, Zaragoza). *Geographicalia* 30: 321-332.
- Peña, J.L., González, J.R., Rodríguez, J. (1996). Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la depresión del Ebro durante el Holoceno superior. In: Pérez-Alberti A, Martini P, Chesworth W *et al.* (eds) *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Santiago de Compostela, pp 63-80.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J. (2012). Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 326-328, 135-151.
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Iriarte, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B. (2011). Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene*. 21(1): 75-93.
- Pielou, E.C. (1969). *An Introduction to Mathematical Ecology*. Wiley-Interscience John Wiley y Sons, 285 p.
- Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., Sawai, Y. (2014). Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 413, 144-157.
- Pinter, N., Scott, A. C., Daulton, T. L., Podoll, A., Koeberl, C., Anderson, R. S., Ishman, S. E. (2011). The Younger Dryas impact hypothesis: A requiem. *Earth Science Reviews*, 106 (3-4). 247-252.
- Pirazzoli, P.A. (2005). A review of possible eustatic isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*. 24, 1989-2001.
- Planelles, P. (1996). Foraminíferos bentónicos actuales de sustratos blandos intermareales de la Ría de Ferrol (Galicia). Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 683 p.
- Polovodova Asteman, I., Hanslik, D., Nordberg, K. (2015). An almost completed pollution recovery cycle reflected by sediment geochemistry and benthic foraminiferal assemblages in a Swedish-Norwegian Skagerrak fjord. *Marine Pollution Bulletin*. 95, 126-140.

- Pujos, M. (1976). *Écologie des foraminifères benthiques et des Thecamoebiens de La Gironde et du plateau continental sud-Gascogne. Application à la connaissance du Quaternaire Terminal de la région Ouest-Gironde*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bourdeaux, I, 274 p.
- Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., García-Alix, A., Toney, J.L., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S. (2016). Centennial-scale vegetation and north atlantic oscillation changes during the late Holocene in the southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*. 143, 84-95.
- Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., Camuera, J., García-Alix, A., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S. (2018). Holocene aridification trend interrupted by millennial- and centennial-scale climate fluctuations from a new sedimentary record from Padul (Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula). *Climate of the Past*. 14.
- Ramrath, A., Sadori, L., Negendank, J.F.W. (2000). Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of lateglacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact. *The Holocene* 10, 87-95.
- Reed, J.M., Stevenson, A.C., and Juggins, S. (2001). A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene* 11: 707-719.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. INTCAL 09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0- 50,000years Cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Renssen, H., H. Seppä, X. Crosta, H. Goosse, and D. M. Roche. (2012). Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*., 48, 7-19.
- Ribes, T., Gracia, M. P., Romero, J. (1992). Sobre los foraminíferos de las Islas Medas. *Historia Natural*'91: 321-328.
- Riera, S., Wansard, R., Julia, R. (2004). 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena* 55, 293-324.
- Robles, F., Collado, M.A., Borreda V. (1985). Variaciones de la fauna de moluscos en la Albufera de Valencia: implicaciones paleo geo-gráficas. In: *Geomorfología Litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia, Eidgenossische Technische Hochschule, Zurich, pp.123-133.
- Rodrigo, M.A., Martín, M., Rojo, C., Gargallo, S., Segura, M. y Oliver, N. (2013a). The role of eutrophication reduction of two small man-made Mediterranean lagoons in the context of a broader remediation system: Effects on water quality and plankton contribution. *Ecological Engineering*. 61. p.pp. 371-382.
- Rodríguez-Lazaro, J., Pascual, A., Martínez García, B. (2013). Recent benthic foraminifera as indicator of the sedimentary dynamics of the Tina Mayor and Tina Menor estuaries (S Bay of Biscay, N Spain). *Journal of Marine Systems*. 109-110, S213-S232.
- Rodríguez-Pérez, A. (2017). *Evolución holocena del Marjal de Almenara: cambios eustáticos y climáticos*. Tesis. Universidad Católica de Valencia.
- Rodríguez-Pérez, A., Blázquez, A.M., Guillem, J., Usera, J. (2018). Maximum flood area during MIS 1 in the Almenara marshland (Western Mediterranean): Benthic foraminifera and sedimentary record. *Holocene*. Vol 28, 9. 1452 - 1466.

- Romano, E., Bergamin, L., Ausili, A., Magno, C., Gabellini, M. (2016). Evolution of the anthropogenic impact in the Augusta Harbor (Eastern Sicily, Italy) in the last decades: benthic foraminifera as indicators of environmental status. *Environmental Science and Pollution Research*. 23, 10514–10528.
- Romanou, A., Tselioudis, G., Zerefos, C.S., Clayton, C.-A., Curry, J.A., Andersson, A. (2010). Evaporation–precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates. *Journal of Climate*.
- Romo, S., García-Murcia, A., Villena, M.J., Sánchez, V., Ballester, A. (2008). Tendencias del fitoplancton en el lago de la Albufera de Valencia e implicaciones para su ecología, gestión y recuperación. *Limnetica* 27, 11–28.
- Rosselló, V.M. (1972). Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía* 11: 7–25.
- Rosselló, V.M. (1995). *L'Albufera de València*. Publicacions de l'Abadia de Montserrat, Barcelona, 190pp.
- Rossignol-Strick, M. (1995). Sea-land correlation of pollen records in the Eastern Mediterranean for the glacial–interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale. *Quaternary Science Reviews* 14, 893–915.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G. (1994). Wave-dominated coasts. In: Carter RWG and Woodroffe CD (eds) *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, pp. 121–186.
- Ruddiman, W.F.. (2001). *Earth's Climate: past and future*. W.H. Freeman y Co. New York, USA. 465 pp.
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Pendón, J.G., Abad, M., Ollás, M., Muñoz, J.M. (2005). Correlation between foraminifera and sedimentary environments in recent estuaries of Southwestern Spain: Applications to holocene reconstructions. *Quaternary International* 140–141, 21–36
- Ruiz, J.M. (2002). *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Unpubl. PhD Thesis, Departamento de Geografía, Universitat de València.
- Ruiz, J.M., Carmona, P. (1999). La desembocadura del Guadalaviar en época medieval. Progradación deltaica y avulsión. In: Rosselló V (ed.) *Geoarqueología i quaternari litoral. Homenaje a Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, Spain, pp.245–257.
- Ruiz, J.M., Carmona, P. (2005). La Llanura Deltaica de los Ríos Júcar y Turia y la Albufera de València. In: Sanjaume, E., Mateu, J.F. (Eds.), *Cuaternario litoral y geomorfología, Homenaje a V.M^a. Rosselló*. Departament de Geografia, Universitat de València, Spain, pp. 399–419.
- Ruiz, J.M., Carmona, P. (2017). Coastal evolution at the Northern margin of Valencia lagoon related to channel changes of the Turia river delta since the ibero-roman epoch. *IX Reunião do Quaternário Ibérico, Faro*, 79–82.
- Ruiz-Pérez, J.M., Carmona, P. (2019). Turia river delta and coastal barrier-lagoon of Valencia (Mediterranean coast of Spain): Geomorphological processes and global climate fluctuations since Iberian-Roman times. *Quaternary Science Reviews*. 219 84–101 .
- Ruiz, J.M., Carmona, P., Pérez-Cueva, A. (2014). Flood frequency and seasonality of the Júcar and Turia Mediterranean Rivers during the 'Little Ice Age'. *Méditerranée*. 122: 121–130.

- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquieu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Von Grafenstein, U., Jorda, C., Blanchemanche, P. (2010). Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181: 27–36.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martínez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U. (2012). 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*. 77, 1-11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Herault, South France). *Marine Geology* 251: 224–232.
- Sacchi, M., Molisso, F., Pacifico, A., Vigliotti, M., Sabbarese, C., Ruberti, D. (2014). Late-Holocene to recent evolution of Lake Patria, South Italy: An example of a coastal lagoon within a Mediterranean delta system. *Global and Planetary Change* 117, 9–27.
- Sanchis, C. (2001). Regadiu i canvi ambiental a la Albufera de València. València: Centre Valencià d'Estudis del Reg, Departamento de Geografía, Universitat de València, 337 pp.
- Sancho, C. Peña, J.L. Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E. J., Longare, L. A. (2008). Holocene alluvial morphosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena* 73: 225–238.
- Sanjaume, E. (1985). *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universitat de Valencia, Valencia, 505 pp.
- Sanjaume, E. (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia. *Estudio sedimentológico. Cuadernos de Geografía* 14: 61–96.
- Sanjaume, E., Segura, F., López García, M. J. (1992). Recent sedimentation in the Valencia Lagoon: Preliminary results. *Journal of Coastal Research* 8 (3): 668–698.
- Sanjuán, D. y Blázquez, A.M. (2017). Foraminíferos bentónicos actuales en el Marjal de Almenara (Castellón): subzonación de ambientes parálidos mediante la taxonomía y la ecología. *Nereis. Revista iberoamericana interdisciplinar de métodos, modelización y simulación*. In press.
- Santisteban C, Marco-Barba, J., Miracle, M.R. (2009). La evolución Holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta* 46, 99-102.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Celis, A., Castaño, S., De la Losa, A. (2016). Millennial-scale cycles of aridity as a driver of human occupancy in central Spain? *Quaternary international*, 407, 96-109.
- Schmocker-Fackel, P. Naef, F. (2010). Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 1581–1594.
- Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J.A., Viehberg, F., Melles, M., Reicherter, K. (2018). Holocene climatic and environmental evolution on the southwestern Iberian Peninsula: A high-resolution multi-proxy study from Lake Medina (Cádiz, SW Spain). *Quaternary Science Reviews*. 198, 208-225.
- Schweizer, M.; Pawłowski, J.; Duijnste, I.A.P.; Kouwenhoven, T.J. y van der Zwaan, G.J. (2005). Molecular phylogeny of the foraminiferal genus *Uvigerina* based on ribosomal DNA sequences. *Marine Micropaleontology*, no 57, pp. 51-67.

- Schweizer, M.; Pawlowski, J.; Kouwenhoven, T.J.; Guiard, J. y van der Zwaan, B. (2008). Molecular phylogeny of Rotaliida (Foraminifera) based on complete small subunit rDNA sequences. *Marine Micropaleontology*, no 66, pp. 233-246.
- Scott, D.B., Medioli, F.S. (1980). Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia. Implications for sea level studies. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication, 7: 58 p.
- Scott, D.B., Mudie, P.J., Panagos, A. G. (1979). Recent salt marsh and intertidal mudflat foraminifera from the western coast of Greece. *Revista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia*, 85: 243-266.
- Sejrup, H.P., Birks, H.J.B., Klitgaard Kristensen, D., Madsen, H. (2004). Benthonic foraminiferal distributions and quantitative transfer functions for the northwest European continental margin. *Marine Micropaleontology*. 53, 197-226.
- Sen Gupta, B. (Ed.), (2002). *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 217-235.
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: new evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (11), 6003-6024.
- Shannon, C.E., Weaver, W., (1949). *The Mathematical Theory of Communication*. Urbana, IL: University of Illinois Press, 117 pp.
- Shaw, A.E. (1964). *Time in stratigraphy*. McGraw-Hill, 365 pp.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G. (2001). Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* 294, 1917-1920.
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., Rodríguez-Pascua, M.A., Rosas, A., Zazo, C., Goy, J.L. (2017). The quaternary period: the geological history of the prehistory. *Cuaternario y Geomorfología*, 31 (3-4), 113-154
- Simón, J.L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica Oriental*. Teruel: Instituto de Estudios Turolenses. 270.
- Simpson, E.H. (1949). Measurement of diversity. *Nature*, 163, 688.
- Somoza, L., Barnolas A., Arasa A., Maestro, A., Rees, J.G., Hernandez-Molina, F.J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene highfrequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*. 117(1-2): 11-32.
- Soria, J.M. (2006). Past, present and future of la Albufera of Valencia Natural Park. *Limnetica*, 25(1-2): 135-142.
- Soria, J.M., Vicente, E. (2002). Estudio de los aportes hídricos al parque natural de la Albufera de Valencia. *Limnética* 21(1-2). 105-115.
- Sospedra, J., Niencheski, L.F.H., Falco, S., Andrade, C.F.F., Attisano, K.K., Rodilla, M. (2017). Identifying the main sources of silicate in coastal waters of the Southern Gulf of Valencia (Western Mediterranean Sea). *Oceanologia* 131, 13.

- Stefani, S., Vincenzi, S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology* 222–223. 19 – 48.
- Stewart I and Morhange Ch. (2009). Coastal Geomorphology and Sea-Level Change. In J.C. Woodward (ed) *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, pp. 385–413.
- Switzer, A.D., Jones, B.G. (2008). Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18 (5), 787–803.
- Tallón-Armada, R., Costa-Casais, M., Schellekens, J., Taboada Rodríguez, T., Vives-Ferrándiz Sánchez, J., Ferrer García, C., Abel Schaad, D., López-Sáez, JA., Carrión Marco, Y., Martínez Cortizas, A. (2014). Holocene environmental change in Eastern Spain reconstructed through the multiproxy study of a pedo-sedimentary sequence from Les Alcusses (Valencia, Spain). *Journal of Archaeological Science* .47:22–38.
- Ter Braak, C.J.F., Smilauer, P. (2002). *CANOCO Reference Manual and Canodraw for Windows User's Guide (Version 4.5)*. Microcomputer Power, Ithaca, NY, USA.
- Thorndycraft, VR. and Benito, G. (2006a). Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena* 66: 34–41.
- Thorndycraft, VR. and Benito, G. (2006b). The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25: 223–234.
- Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., McCarroll, D., Moberg, A., Brázdil, R., Riemann, D. (2012). Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053–1996. *Quaternary Science Reviews*. 46, 66–79.
- Triantaphyllou, M. (2014). Coccolithophore assemblages during the Holocene Climatic Optimum in the NE Mediterranean (Aegean and northern Levantine Seas, Greece): Paleooceanographic and paleoclimatic implications. *Quaternary International*. 345, 56–67.
- Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, S., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Mele, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G., Nunez, N. (2009). Late Glacial–Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology*. 266 182–197
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R. (2000). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate*. 12, 1685–1696.
- Torres T., Llamas F. J., Canoira L., García-Alonso P. y Ortiz J. E. (1999). Estratigrafía biomolecular. La racemización/ epimerización de aminoácidos como herramienta geocronológica y paleotermométrica. Publicación Técnica de ENRESA, nº 09/99. Ed. ENRESA. 156 págs.
- Torres, T., Órtiz, J.E., Martín-Sánchez, D., Rodríguez Estrella, T. (2014). The long Pleistocene record from the Pego-Oliva marshland (Alicante-Valencia, Spain). *Geological Society London Special Publications*. 388(1): 429–452.
- TYPSA. (2003). Batimetría actual del lago de l'Albufera, E 1:20.000. Tyspa. Ministerio de Medio Ambiente. Confederación Hidrográfica del Júcar.
- Usera, J., Alberola, C., García forner, A., Guillem, J. (1996). Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontología*, 48: 147–159.

- Usera, J., Blázquez, A.M. (1997). Influencia del sustrato en la distribución y ecología de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Revista española de micropaleontología*. XXIX (2), 85-104.
- Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J. (2006). Evolución holocena de el Marjal de Peñíscola (Castellón, España) deducida del estudio de sus foraminíferos fósiles. *Revista Española de Micropaleontología*. 38(2-3): 381-393
- Usera, J., Blázquez, A. M., Guillem, J., y Alberola, C. (2002). Biochronological interest of foraminifera lived in restricted environments: Application to the study of the Western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, 93-94, 139-147.
- Usera, J., García, I y Guillem, J. (2014). Foraminíferos y Tecamébidos del Cuaternario de Closes de la Vila (L Empordà, Girona). XXX Jornadas de Paleontología. Sociedad Española de Paleontología. Teruel. *Fundamental*, 24, 243-245.
- Usera, J. y Mateu, G. (1995). Foraminíferos cuaternarios en el País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 245-250.
- Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A., Rovere, A. (2016). Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews*. 155. 172-197.
- Vacchi, M., Giaime, M., Ghilardi, M., Melis, R., Spada, G., Burjachs, F., Marriner, N., Lorscheid, T., Morhange, C., Rovere, A. (2018). New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*. 201. 396-408.
- Vaquero, J.M. (2004). Solar signals in the number of floods recorded for the Tagus river basin over the last millennium. *Climatic Change*. 66, 23-26.
- Vegas, R. (1992). The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*. 203, 249-261.
- Vicente, E., Miracle, M.R. (1992). The coastal lagoon Albufera de Valencia: An ecosystem under stress. *Limnetica*, 8: 87-100. Madrid.
- Walkley, A., Black, I.A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining organic carbon in soils: effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Science*. 63, 251-263.
- Walton, W.R. (1952). Techniques for recognition of living Foraminifera. *J. Foraminifer. Res.* 3, 56-60 (special publication).
- Walton, W.R., Sloan, B.J. (1990). The genus *Ammonia* Brünnich, 1772: its geographic distribution and morphologic variability. *Journal of Foraminiferal Research*, no 20, pp. 128-136.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Kuttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. (2008). Mid to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27: 1791-1828.
- Wanner H, Solomina O, Grosjean., Ritz, S.P., Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*. 30(21-22): 3109-3123.

- Weiss, H., Courty, M.A., Wetterstrom, W., Guichard, F., Senior, L., Meadow, R., Curnow, A. (1993). The genesis and collapse of third millenium north Mesopotamian civilization. *Science* 261: 995–1004.
- Wiersma, A.P; Renssen, H. (2006). Model–data comparison for the 8.2 ka B.P. event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews* 25, 63–88.
- Williamson, M.A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *Journal of Foraminiferal Research*, no 15, pp. 43-51.
- Williamson, M.A., Keen, C.E. y Mudie, P.J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental margin off Nova Scotia. *Marine Micropaleontology*, no 9, pp. 219-239.
- Woodroffe, CD. y Saito Y. (2011). River-Dominated Coast. In: Wolanski E and MC Lusky DS (eds) *Treatrise on Estuarine and Coastal Science 3: Estuarine and coastal geology and geomorphology*: 117–135.
- WoRMS Editorial Board (2020). *World Register of Marine Species*. Available from <http://www.marinespecies.org> at VLIZ.
- Zaninetti, L. (1984). Les Foraminifères du salin de Bras del Port (Santa Pola, Espagne), avec remarques sur la distribution des ostracodes. *Rev. Inv. Geol.* 38/39: 123-138.
- Zazo, C. (2006). Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología* 20 (3-4): 115–130.
- Zazo, C. (2015). Explorando las costas de un pasado reciente: los cambios del nivel del mar. *Discurso de Recepción como Académico de Número*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. RAC. Madrid, 112 pp.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L. Bardaji., T. Somoza., L. Silva., P.G. (1993). The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*. 7, 1-3, 109-117.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, L., Cabero, A., Silva, P.G., Bajardí, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic–Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*. 181, 72–87.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T., Silva, P.G. (1994). Holocene Sequence of Sea-Level Fluctuations in Relation to Climatic Trends in the Atlantic-Mediterranean Linkage Coast. *Journal of Coastal Research* 10 (4): 933–945.
- Zhang, J., Chen, F., Holmes, J.A., Li, H., Guo, X., Wang, J., Li, S., Lü, Y., Zhao, Y., Qiang, M. (2011). Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis. *Quaternary Science Reviews*. 30, 1973-1987.

Anexo I. Glosario de términos

Laguna costera/Albufera: cuerpos de agua litorales separados del océano o mar por una barrera, conectada al agua marina por una o más entradas restringidas que permanecen abiertas al menos intermitentemente y cuya profundidad raramente excede unos cuantos metros. Allí donde las mareas no son muy acusadas y la arena se deposita en una larga lengua próxima a la costa se forman albuferas largas y estrechas, separadas del mar por una estrecha barra de arena o tierra paralela a la orilla. Esta laguna puede estar sujeta o no a la mezcla de mareas y la salinidad puede variar desde un lago costero dulceacuícola a una laguna hipersalina, dependiendo del balance hidrológico. Al ser ecotonos son espacios llenos de vida con abundante vegetación acuática así como fauna ictícola que acude a desovar. Muchas aves migratorias las utilizan para hacer escala en sus viajes estacionales.

Restinga o barrera: Banco o lengua de arena localizado a poca profundidad bajo el mar que, en algunos casos, puede llegar a emerger dando lugar a la formación de pequeños islotes o bien barreras continuas. Las más recientes se forman a lo largo del ascenso marino del Holoceno y posterior estabilización del nivel del mar.

Humedal: Un humedal es una zona de la superficie terrestre que está temporal o permanentemente inundada, regulada por factores climáticos y en constante interrelación con los seres vivos que la habitan. Las extensiones de marismas, pantanos y turberas, o superficies cubiertas de aguas, sean éstas de régimen natural o artificial, permanentes o temporales, estancadas o corrientes, dulces, salobres o saladas, incluidas las extensiones de agua marina cuya profundidad en marea baja no exceda de seis metros. Podrán comprender sus zonas ribereñas o costeras adyacentes, así como las islas o extensiones de agua marina de una profundidad superior a los seis metros en marea baja, cuando se encuentren dentro del humedal.

Llanura aluvial o de inundación: Zona resultante de la sedimentación de un río. Las llanuras aluviales son amplias franjas de topografía llana y dimensiones que pueden ser de varios kilómetros, que se desarrollan sobre los aluviones depositados por cursos fluviales. Prácticamente siempre ocupan zonas que están o han estado relacionadas con episodios de subsidencia. En estas llanuras (también se las llama de inundación) el río corre por un canal y sólo las inunda esporádicamente, depositando, al retirarse las aguas una nueva película de aluviones. Constituyen terrenos fértiles.

Marjal: zona húmeda, generalmente cercana al mar, de gran riqueza tanto en fauna como en flora. Estas zonas húmedas a menudo son estaciones de paso en la migración de las aves entre el norte de Europa y África. Este terreno bajo y pantanoso se halla cubierto de vegetación prácticamente en su totalidad y su origen puede ser diverso (aporte fluvial, subterráneo, mareas, etc). Desde el punto de vista morfológico, son el resultado de la colmatación de lagunas costeras.

Biocenosis: conjunto de organismos de todas las especies que coexisten en un espacio definido llamado biotopo, que ofrece las condiciones ambientales necesarias para su supervivencia.

Tanatocenosis: Conjunto de fósiles constituidos de restos de organismos que no estuvieron asociados en vida.

Transgresión marina Holocena: La transgresión marina es un evento geológico por el cual el mar ocupa un terreno continental, desplazándose la línea costera tierra adentro. Estas inundaciones se pueden producir por hundimiento de la costa y/o por la elevación del nivel del mar (por fusión de glaciares u otro motivo). Una transgresión siempre va acompañada por el depósito de sedimentos marinos sobre el territorio invadido, por ejemplo favoreciendo las facies carbonatadas típicas de plataforma continental sobre sedimentos terrígenos depositados en un ambiente costero o fluvial previo

Backshore: Se extiende entre el límite de la línea de espuma de orilla en posiciones de marea máxima hasta las dunas o el límite interior de la playa. Los sedimentos en

esta área están bien ordenados y bien redondeados. Sus tamaños de grano son principalmente arena gruesa y arena media, ligeramente mayores que en la duna de barrera litoral.

Backbarrier flat: Es la zona localizada entre la barrera costera y la zona continental, con arroyos o llanos de marea. Presenta un sedimento de tamaño de grano arenas y limos y arcillas, en zonas protegidas de la barrera costera.

Anexo II. Tablas

SAL 1/2	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38
SPECIES																				
LITUOLIDA ORDER																				
<i>Haplophragmoides</i> sp.																				
MILIOLIDA ORDER																				
<i>Adelosina bicornis</i>					3	6	3	3	4	5	3	3			1		1	8	1	1
<i>Adelosina colomi</i>		1																		
<i>Adelosina longirostra</i>				1	7				2	2	4					1				
<i>Adelosina mediterraneensis</i>							1													
<i>Adelosina pulchella</i>				1																
<i>Massilina secans</i>					2		1			1								1		
<i>Miliolinella circularis</i>							1				1	2			1	2				3
<i>Miliolinella subrotunda</i>				7	19	6			3	2	9	11			10		2	2	2	22
<i>Miliolinella webbiana</i>																				2
<i>Pseudotrichoculina eburnea</i>				1		8				6	15	11	5			8	1	1	1	28
<i>Pseudotrichoculina rotunda</i>	3	1		5	1		3			8	25	2	3				2	4		
<i>Quinqueloculina seminula</i>	3		8	1						3			6	7		1		4	5	7
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>				1	6				3		1	2	2	3		1		1		
<i>Quinqueloculina</i> sp.		3	7													7				
<i>Sigmollina grata</i>											1					2				
<i>Sigmollina</i> sp.																				
<i>Siphonaperta aspera</i>		1					1													
<i>Triloculina oblonga</i>	6	3	1	1	3					1										
<i>Triloculina trigonula</i>	3	8		4	2	4			3	5						8				
ROTALIIDIA ORDER																				
<i>Ammonia beccarii</i>	2	2					6				6	1	15		1	41	23	27		1
<i>Ammonia tepida</i>	255	251	275	262	268	257	262	258	221	225	224	221	261	234	255	239	250	210	132	233
<i>Asterigerinata mamilla</i>				1																
<i>Aubignyna perlucida</i>										1						2	2	3		
<i>Bolivina spathulata</i>	1										1							1		
<i>Bulimina elongata</i>																1				
<i>Cibicides lobatulus</i>																	1			
<i>Criboelphidium excavatum</i>	1	14	15	7	5	7	2	9	6	11	12		9	1	56	5	2	17	1	5
<i>Elphidium williamsoni</i>				1																
<i>Haynesina germanica</i>	37	17	26	21	16	33	29	34	60	36	12	50	26	53	7	27	22	42	135	54
<i>Haynesina depressula</i>																				
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>																	2			
<i>Rosalina globularis</i>											1					1	2			1
<i>Rosalina mediterraneensis</i>											2									
<i>Uvigerina</i> sp.					1															
TEXTULARIIDA ORDER																				
<i>Discorinopsis aguavoi</i>	(Bermúdez, 1935)																			
Taxa S	9	10	9	13	10	8	9	4	8	13	15	9	8	8	7	16	9	12	9	9
Individuals	311	301	335	314	330	322	308	304	302	306	317	303	327	310	323	349	306	318	329	308
Dominance_D	0.6872	0.7017	0.6829	0.7022	0.6664	0.6495	0.7331	0.7337	0.5759	0.5576	0.5121	0.5621	0.6469	0.6007	0.6539	0.4906	0.6785	0.4646	0.3414	0.604
Shannon_H	0.6959	0.735	0.7389	0.7651	0.8322	0.8093	0.6155	0.534	0.8554	1.071	1.236	0.9322	0.833	0.811	0.6586	1.236	0.7303	1.214	1.295	0.8142
Equitability_J	0.3167	0.3192	0.3363	0.2983	0.3614	0.3892	0.2801	0.3852	0.4114	0.4177	0.4565	0.4243	0.4006	0.39	0.3385	0.4459	0.3324	0.4887	0.5895	0.3706
Fisher_alpha	1.732	1.99	1.702	2.736	1.946	1.486	1.736	0.6505	1.508	2.755	3.273	1.743	1.481	1.499	1.261	3.461	1.739	2.465	1.709	1.736
Density ind/ gr	100	600	3300	1400	1600	3750	1800	3500	3050	5000	6000	1550	1900	2050	600	1250	4600	1500	1850	350

SAL 1/2	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16		
SPECIES																								
LITUOLIDA ORDER																								
<i>Haplophragmoides</i> sp.																						1		
MILIOLIDA ORDER																								
<i>Adelosina bicornis</i>																								
<i>Adelosina colomi</i>												1		1										
<i>Adelosina longirostra</i>														1	1									
<i>Adelosina mediterraneanensis</i>																								
<i>Adelosina pulchella</i>																								
<i>Massilina secans</i>													1											
<i>Milolinella circularis</i>			1		21							14		9	5		11	2	1			1		
<i>Milolinella subrotunda</i>							3	3																
<i>Milolinella webbiana</i>														1										
<i>Pseudolachnella eburnea</i>		9	1						45	14	25	9		5	12	17	15	9			2			
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>					1										1									
<i>Quinqueloculina seminula</i>																								
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>																								
<i>Quinqueloculina</i> sp.												1												
<i>Sigmoilina grata</i>																								
<i>Sigmoilina</i> sp.																								
<i>Siphonaperta aspera</i>															1									
<i>Triloculina oblonga</i>															7	6								
<i>Triloculina trigonula</i>															9									
ROTALIDA ORDER																								
<i>Ammonia beccarii</i>		13	9	5			17	2	2	4	3											2		
<i>Ammonia tepida</i>		215	254	259	212	211	226	227	196	259	225	257	239	228	258	257	203	192	264	277	259	16	3	
<i>Asterigerinata mamilla</i>																								
<i>Aubignyna perlucida</i>							1																	
<i>Bolivina spathulata</i>																								
<i>Bulimina elongata</i>																								
<i>Cibicides lobatulus</i>																								
<i>Cribolephidium excavatum</i>		1		5	1		2	1	5	2	5	15	6	8	2	7	80	100	25	10		22		
<i>Elphidium williamsoni</i>															1	1		2						
<i>Haynesina germanica</i>		83	51	41	81	89	79	110	38	37	17	27	77	47	35	22	26	27	23	20		8		
<i>Haynesina depressula</i>											1													
<i>Planorbulina mediterraneanensis</i>																								
<i>Rosalina globularis</i>													1											
<i>Rosalina mediterraneanensis</i>																								
<i>Uvigerina</i> sp.																								
TEXTULARIIDA ORDER																								
<i>Discorinopsis aguayoi</i>																						1	2	15
Taxa_S	5	7	5	4	2	6	6	8	7	8	9	3	8	8	5	5	5	5	5	5	5	1	1	
Individuals	321	320	311	315	300	328	344	302	318	300	322	322	302	312	304	326	329	315	310	306	16	3		
Dominance_D	0.5179	0.6563	0.7115	0.5235	0.5827	0.5356	0.5378	0.4617	0.679	0.5754	0.6476	0.6084	0.5965	0.698	0.7236	0.4565	0.4405	0.7141	0.8037	0.7247	-	-		
Shannon_H	0.8662	0.6743	0.5708	0.8145	0.608	0.8446	0.7441	1.106	0.6781	0.9979	0.8233	0.6376	0.8432	0.6478	0.5989	1.014	0.9975	0.5906	0.4392	0.6064	-	-		
Equitability_J	0.5382	0.3465	0.3546	0.5876	0.8772	0.4714	0.4153	0.5321	0.3485	0.4799	0.3747	0.5804	0.4055	0.3115	0.3721	0.6302	0.6198	0.367	0.2729	0.3768	-	-		
Fisher_alpha	0.8406	1.264	0.8461	0.646	0.2878	1.043	1.032	1.508	1.266	1.51	1.718	0.4574	1.508	1.497	0.85	0.8381	0.8365	0.8439	0.8466	0.8488	-	-		
Density ind/gr	1050	1950	2850	700	700	700	600	250	2150	150	750	200	1350	550	2000	1850	3500	2250	1250	600	-	-		

SAL1/2	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	Total Abundances	Relative Abundances	
SPECIES																		
LITUOLIDA ORDER																		
<i>Haplophragmoides</i> sp.																1	0.01	
MILIOLIDA ORDER																		
<i>Adelosina bicornis</i>																42	0.33	
<i>Adelosina colomi</i>																3	0.02	
<i>Adelosina longirostra</i>																19	0.15	
<i>Adelosina mediterraneanensis</i>																1	0.01	
<i>Adelosina pulchella</i>																1	0.01	
<i>Massilina secans</i>																6	0.05	
<i>Miliolinella circularis</i>																75	0.59	
<i>Miliolinella subrotunda</i>																106	0.84	
<i>Miliolinella webbiana</i>																4	0.03	
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>																249	1.97	
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>																60	0.47	
<i>Quinqueloculina seminula</i>																45	0.36	
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>																20	0.16	
<i>Quinqueloculina</i> sp.																18	0.14	
<i>Sigmoilina grata</i>																2	0.02	
<i>Sigmoilina</i> sp.																1	0.01	
<i>Siphonaperta aspera</i>																3	0.02	
<i>Triloculina oblonga</i>																28	0.22	
<i>Triloculina trigonula</i>																46	0.36	
ROTALIIDA ORDER																		
<i>Ammonia beccarii</i>																182	1.44	
<i>Ammonia tepida</i>																9530	75.34	
<i>Asterigerinata mamilla</i>																1	0.01	
<i>Aubignyna pertucida</i>																9	0.07	
<i>Bolivina spathulata</i>																3	0.02	
<i>Bulimina elongata</i>																1	0.01	
<i>Cibicides lobatulus</i>																1	0.01	
<i>Criboelphidium excavatum</i>																482	3.81	
<i>Elphidium williamsoni</i>																5	0.04	
<i>Haynesina germanica</i>																1675	13.24	
<i>Haynesina depressula</i>																1	0.01	
<i>Planorbulina mediterraneanensis</i>																2	0.02	
<i>Rosalina globularis</i>																6	0.05	
<i>Rosalina mediterraneanensis</i>																2	0.02	
<i>Uvigerina</i> sp.																1	0.01	
TEXTULARIIDA ORDER																		
<i>Discorinopsis aguayoi</i>																18	0.14	
Taxa_S																12649	100.00	
Individuals																		
Dominance_D																		
Shannon_H																		
Equitability_J																		
Fisher_alpha																		
Density ind/ gr																		

TREMOLAR 2	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10
SPECIES																							
LITUOLIDA ORDER																							
<i>Entzia macrescens</i>	(Brady, 1870)																						
<i>Trochammima inflata</i>	(Montagu, 1808)																						
MILIOLIDA ORDER																							
<i>Adelosina bicornis</i>	(Walker y Jacob, 1798)																						
<i>Adelosina colomi</i>	(Le Calvez, 1958)																						
<i>Adelosina longirostra</i>	(d'Orbigny, 1826)																						
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1852)																						
<i>Massilina secans</i>	(d'Orbigny, 1826)																						
<i>Miliolinella circularis</i>	(Bornemann, 1855)																						
<i>Miliolinella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)																						
<i>Nubecularia lucifuga</i>	Defrance, 1825																						
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny 1839)																						
<i>Pseudotrioculina rotunda</i>	(d'Orbigny 1826)																						
<i>Quinqueoculina agglutinans</i>	d'Orbigny, 1839																						
<i>Quinqueoculina duthiersi</i>	(Schlumberger, 1886)																						
<i>Quinqueoculina elongata</i>	Natland, 1938																						
<i>Quinqueoculina semimula</i>	(Linné, 1758)																						
<i>Quinqueoculina vulgaris</i>	d'Orbigny, 1826																						
<i>Sigmollina grata</i>	Terquem, 1878																						
<i>Siphonaperta aspera</i>	d'Orbigny 1826																						
<i>Spiroloculina excavata</i>	d'Orbigny, 1846																						
<i>Trioculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)																						
<i>Trioculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)																						
ROTALIDA ORDER																							
<i>Ammonia beccarii</i>	(Linné, 1758)																						
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)																						
<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)																						
<i>Aubignyna perlucida</i>	(Heron-Allen y Earland, 1913)																						
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Allata, 1952)																						
<i>Cibicoides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)																						
<i>Criboelphidium excavatum</i>	(Terquem, 1875)																						
<i>Elphidium advenum</i>	(Cushman, 1922)																						
<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)																						
<i>Elphidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)																						
<i>Hanzawaia boueana</i>	(d'Orbigny, 1846)																						
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)																						
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826																						
<i>Reussella spinulosa</i>	(Reuss, 1850)																						
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826																						
<i>Siphonina reticulata</i>	(Czjzek, 1848)																						
TEXTULARIIDA ORDER																							
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	(Bermúdez, 1935)																						
Taxa S	27	26	17	14	7	8	8	8	7	6	5	9	6	3	5	5	4	4	3	3	3	3	3
Individuals	300	313	313	300	324	332	333	341	345	321	303	338	318	315	327	312	301	306	308	310	303	313	302
Dominance D	0.34	0.13	0.56	0.65	0.67	0.64	0.57	0.71	0.57	0.71	0.66	0.68	0.82	0.72	0.45	0.53	0.60	0.80	0.81	0.75	0.78	0.91	0.95
Shannon H	1.898	2.509	1.156	0.8383	0.6924	0.7354	0.9281	0.6787	0.9576	0.5806	0.6437	0.7182	0.4153	0.5497	1.011	0.8082	0.6949	0.4273	0.392	0.4845	0.4421	0.2095	0.1407
Equitability J	0.5759	0.77	0.4081	0.3177	0.3558	0.3537	0.4463	0.3264	0.4921	0.324	0.3999	0.3269	0.2318	0.5004	0.6282	0.5022	0.5013	0.3082	0.3568	0.441	0.4024	0.1906	0.1281
Fisher alpha	7.191	6.736	3.856	3.043	1.261	1.476	1.475	1.467	1.244	1.047	0.8506	1.699	1.049	0.4593	0.8375	0.8455	0.6517	0.6496	0.4611	0.4606	0.4625	0.4598	0.4628
Density ind/gr	263	102	181	170	242	1328	308	316	232	973	689	211	1325	1325	2180	292	358	364	531	1550	352	265	343

TREMOLAR 2		9	8	7	6	5	4	3	2	1	Total Abundances	Relative Abundances	
SPECIES													
LITUOLIDA ORDER													
<i>Entzia macrescens</i>	(Brady, 1870)			1							9	10	0.11
<i>Trochammina inflata</i>	(Montagu, 1808)										7	7	0.08
MILIOLIDA ORDER													
<i>Adelosina bicornis</i>	(Walker y Jacob, 1798)											4	0.04
<i>Adelosina colomi</i>	(Le Calvez, 1958)											12	0.13
<i>Adelosina longirostra</i>	(d'Orbigny, 1826)											38	0.42
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1852)											2	0.02
<i>Massilina secans</i>	(d'Orbigny, 1826)											41	0.45
<i>Miliolinella circularis</i>	(Bornemann, 1855)											68	0.75
<i>Miliolinella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)											1	0.01
<i>Nubecularia lucifuga</i>	Defrance, 1825											15	0.16
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny 1839)											136	1.49
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	(d'Orbigny 1826)											58	0.64
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>	d'Orbigny, 1839											4	0.04
<i>Quinqueloculina duthiersi</i>	(Schlumberger, 1886)											13	0.14
<i>Quinqueloculina elongata</i>	Natland, 1938											7	0.08
<i>Quinqueloculina seminula</i>	(Linné, 1758)											16	0.18
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	d'Orbigny, 1826											10	0.11
<i>Sigmolina grata</i>	Terquem, 1878											1	0.01
<i>Siphonaperta aspera</i>	d'Orbigny 1826											11	0.12
<i>Spiroculina excavata</i>	d'Orbigny, 1846											1	0.01
<i>Triloculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)											1	0.01
<i>Triloculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)											39	0.43
ROTALIDA ORDER													
<i>Ammonia beccarii</i>	(Linné, 1758)											34	0.37
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	4	0	3	276	297	276	284	275	253		7358	80.69
<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)											2	0.02
<i>Aubignyna perlucida</i>	(Heron-Allen y Earland, 1913)											3	0.03
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Alliata, 1952)											2	0.02
<i>Cibicides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)											5	0.05
<i>Cybroeiphidium excavatum</i>	(Terquem, 1875)				3	4	2	5	8	16		434	4.76
<i>Elphidium advenum</i>	(Cushman, 1922)											5	0.05
<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)											2	0.02
<i>Elphidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)											3	0.03
<i>Hanzawaia boueana</i>	(d'Orbigny, 1846)											1	0.01
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)			0	21	18	23	13	18	23		712	7.81
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826											4	0.04
<i>Reussella spinulosa</i>	(Reuss, 1850)											2	0.02
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826											50	0.55
<i>Siphonina reticulata</i>	(Cizjek, 1848)											1	0.01
TEXTULARIIDA ORDER													
<i>Discotropsis aguavot</i>	(Bermúdez, 1935)	0	0	0	0	0	0	0	1	1		6	0.07
Taxa S		-	-	-	3	3	3	3	4	6		9119	100.00
Individuals		4	0	4	300	319	301	302	302	309			
Dominance D		-	-	-	0.85	0.87	0.85	0.89	0.83	0.68			
Shannon H		-	-	-	0.3089	0.2837	0.3093	0.2611	0.3685	0.7177			
Equitability J		-	-	-	0.2812	0.2582	0.2816	0.2377	0.2658	0.4006			
Fisher_alpha		-	-	-	0.4633	0.4582	0.463	0.4628	0.6513	1.056			
Density ind./gr		0	1		36	148	137	71	70	21			

TREMOLAR 3		23	22B	22A	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6
SPECIES																				
LITUOLIDA ORDER																				
<i>Entzia macrescens</i>	(Brady, 1870)																			
<i>Trochammima inflata</i>	(Montagu, 1808)																			
MILIOLIDA ORDER																				
<i>Adelosina bicornis</i>	(Walker y Jacob, 1798)	6	5	1	1															
<i>Adelosina colomi</i>	(Le Calvez, 1958)	6	1	3	3															
<i>Adelosina longirostra</i>	(d'Orbigny, 1826)	16	6	5	1															
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1852)	5																		
<i>Massilina secans</i>	(d'Orbigny, 1826)	14	3	1																
<i>Miliolinella circularis</i>	(Bornemann, 1855)	1	3	3	3		2	1			1							1		
<i>Miliolinella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)	1																		
<i>Nubecularia lucifuga</i>	Defrance, 1825	5	1	1																
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny, 1839)	1	4	2	6	2	5	4	3		3	7	8	9	8	3				
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	(d'Orbigny, 1826)	13		3	2							4								
<i>Quinqueloculina elongata</i>	Natland, 1938	1	1																	
<i>Quinqueloculina seminula</i>	(Linné, 1758)	1	1																	
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	d'Orbigny, 1826	4																		
<i>Signoillina grata</i>	Terquem, 1878		1																	
<i>Siphonaperta aspera</i>	d'Orbigny, 1826			1				2												
<i>Spiroloculina canaliculata</i>	d'Orbigny, 1846	1																		
<i>Spiroloculina excavata</i>	d'Orbigny, 1846	1																		
<i>Triloculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)											1								
<i>Triloculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)	10	1	1	5							2								
ROTALIDA ORDER																				
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	98	207	243	242	278	284	267	260	274	251	272	228	247	198	222	66	3	2	65
<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)	5	5	2	8															
<i>Astrononion sidebottomi</i>	Cushman y Edwards, 1937	1																		
<i>Bolivina punctata</i>	d'Orbigny, 1848													1						
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Alliata, 1952)	3	1		3		1													
<i>Cibicidoides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)	8	1		1															
<i>Cibicidoides variabilis</i>	(d'Orbigny, 1826)	8																		
<i>Criboelphidium excavatum</i>	(Terquem, 1875)	16	15	5	8	5	16	9	8	7	2	5	41	90	83	60	14			
<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)	6	2																	
<i>Elphidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)	3																		
<i>Elphidium williamsoni</i>	Haynes, 1973				1															
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)	14	31	26	28	31	25	45	36	34	48	31	28	13	14	17	14			1
<i>Nonion commune</i>	(d'Orbigny, 1846)	1																		
<i>Reussella spinulosa</i>	(Reuss, 1850)	1																		
<i>Rosalina bradyi</i>	(Cushman, 1915)					2														
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826	56	16	11	10															
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826	1																		
TEXTULARIIDA ORDER																				
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	(Bermúdez, 1935)			1				1					1	3	1	1				1
Taxa S		30	19	16	15	5	6	7	6	3	5	5	5	6	5	5	4	1	1	3
Individuals		307	305	309	322	318	333	329	310	315	305	319	306	363	304	303	95	3	2	67
Dominance D		0.1514	0.4775	0.6277	0.5755	0.7741	0.7356	0.6783	0.7177	0.7688	0.7022	0.7374	0.5822	0.5264	0.5016	0.5793	0.5262	-	-	-
Shannon H		2.484	1.341	0.961	1.091	0.4735	0.5872	0.6599	0.5879	0.4462	0.5485	0.5663	0.8213	0.8745	0.89	0.7747	0.8653	-	-	-
Equitability J		0.7304	0.4554	0.3466	0.403	0.2942	0.3277	0.3391	0.3281	0.4061	0.3408	0.3519	0.5103	0.4881	0.553	0.4814	0.6242	-	-	-
Fisher alpha		8.229	4.488	3.58	3.258	0.8423	1.039	1.256	1.055	0.4593	0.8494	0.8417	0.8488	1.021	0.85	0.8506	0.8456	-	-	-
Density ind./gr		99	123	129	73	106	427	378	443	525	984	31900	7650	2593	338	505	41	0.4	1	42

TREMOLAR 3		5	4	3	2	1	Total Abundances	Relative Abundances
SPECIES								
LITUOLIDA ORDER								
<i>Entzia macrescens</i>	(Brady, 1870)			7		23	30	0.51
<i>Trochammina inflata</i>	(Montagu, 1808)		1			12	13	0.22
MILIOLIDA ORDER								
<i>Adelosina bicornis</i>	(Walker y Jacob, 1798)						13	0.22
<i>Adelosina colomi</i>	(Le Calvez, 1958)						13	0.22
<i>Adelosina longirostra</i>	(d'Orbigny, 1826)						28	0.48
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1852)						5	0.08
<i>Massilia secans</i>	(d'Orbigny, 1826)						18	0.31
<i>Miliolinella circularis</i>	(Bornemann, 1855)						15	0.25
<i>Miliolinella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)						1	0.02
<i>Nubecularia lucifuga</i>	Defrance, 1825						7	0.12
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny, 1839)						65	1.10
<i>Pseudotritoculina rotunda</i>	(d'Orbigny, 1826)						22	0.37
<i>Quinqueloculina elongata</i>	Natland, 1938						2	0.03
<i>Quinqueloculina seminula</i>	(Linné, 1758)						2	0.03
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	d'Orbigny, 1826						4	0.07
<i>Sigmoilina grata</i>	Terquem, 1878						1	0.02
<i>Siphonaperta aspera</i>	d'Orbigny, 1826						3	0.05
<i>Spiroloculina canaliculata</i>	d'Orbigny, 1846						1	0.02
<i>Spiroloculina excavata</i>	d'Orbigny, 1846						1	0.02
<i>Tritoculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)						1	0.02
<i>Tritoculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)						19	0.32
ROTALIDA ORDER								
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	2	29	296	333	264	4631	78.68
<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)						20	0.34
<i>Astrononion sidebottomi</i>	Cushman y Edwards, 1937						1	0.02
<i>Bolivina punctata</i>	d'Orbigny, 1848						1	0.02
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Alliata, 1952)						8	0.14
<i>Cibicidoides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)						10	0.17
<i>Cibicidoides variabilis</i>	(d'Orbigny, 1826)						8	0.14
<i>Criboelphidium excavatum</i>	(Terquem, 1875)		4				388	6.59
<i>Elphidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)						8	0.14
<i>Elphidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)						3	0.05
<i>Elphidium williamsoni</i>	Haynes, 1973						1	0.02
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)						436	7.41
<i>Nonion commune</i>	(d'Orbigny, 1846)						1	0.02
<i>Reussella spinulosa</i>	(Reuss, 1850)						1	0.02
<i>Rosalina bradyi</i>	(Cushman, 1915)						2	0.03
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826						93	1.58
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	d'Orbigny, 1826						1	0.02
TEXTULARIIDA ORDER								
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	(Bermúdez, 1935)						9	0.15
Taxa_S		1	2	3	1	3		
Individuals		2	33	304	333	299	5886	100.00
Dominance_D	-	-		0.9486	1	0.7871		
Shannon_H	-	-		0.1316	0	0.4363		
Equitability_J	-	-		0.1198		0.3971		
Fisher_alpha	-	-		0.4622	0.127	0.4636		
Density ind./gr		1	28	117	74	45		

SAL3	100	99	98	97	95	93	92	90	89	88	86	85	84	82	80	77	75	74	72	69	67	66	64	62	60	
SPECIES																										
MILIOLIDA ORDER																										
<i>Adelosina longirostra</i> (d'Orbigny, 1826)			9	5	3					1	2		2		1				15				6			2
<i>Adelosina pulchella</i> (Reuss, 1850)																										
<i>Cornuspira involvens</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Lachlanella undulata</i> (Bornemann, 1855)																										
<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny, 1839)																										
<i>Miliolinella circularis</i> (d'Orbigny, 1839)	2			3		1	4	1	3	2	2	1	4	4	1					2				2	3	1
<i>Miliolinella webbiana</i> (Schlumberger, 1886)																										
<i>Nubecularia lucifuga</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Pseudolachlanella eburnea</i> (d'Orbigny, 1826)	9	118	93	41	16	38	21	28	30	86	53	122	32	60	25	39	28	72	71	3	8	2	22	4	21	
<i>Pseudotriloculina rotunda</i> (d'Orbigny, 1839)																										
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> (Natland, 1938)																										
<i>Quinqueloculina elongata</i> (Terquem, 1878)																										
<i>Quinqueloculina dutchiersi</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> (Terquem, 1878)																										
<i>Sigmolinia grata</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Siphonaptera aspera</i> (Montagu, 1803)																										
<i>Triloculina oblonga</i> (Lamarck, 1804)																										
<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck, 1804)																										
ROTALIDA ORDER																										
<i>Ammonia beccarii</i> (Linné, 1758)																										
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)	28	130	168	205	215	223	184	195	215	154	69	135	202	178	225	190	219	166	153	278	223	298	221	275	208	
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)																										
<i>Astronionion sidebotomi</i> (Cushman y Edwards, 1937)																										
<i>Authignyna perlicida</i> (Heron-Allen y Earland, 1913)	1																									
<i>Bolivina pseudoplicata</i> (Heron-Allen y Earland, 1930)																										
<i>Bolivina punctata</i> (d'Orbigny, 1848)																										
<i>Buccella granulata</i> (Di Napoli Alliata, 1952)																										
<i>Bulimina elongata</i> (d'Orbigny, 1846)																										
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker y Jacob, 1798)																										
<i>Criboelphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)	3	18	18	24	52	23	75	59	37	25	17	28	22	34	31	64	42	45	67	6	45	4	7	1	31	
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)																										
<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny, 1839)																										
<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel y Moll, 1798)																										
<i>Elphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973)																										
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)	5	24	10	16	18	16	11	15	16	27	10	16	22	23	17	11	27	12	29	15	39	9	26	14	27	
<i>Hanzawaia boueana</i> (d'Orbigny, 1846)																										
<i>Neocorbina terquemii</i> (Rzehak, 1888)																										
<i>Nonion commune</i> (d'Orbigny, 1846)																										
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman, 1915)																										
<i>Rosalina globularis</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Rosalina mediterraneensis</i> (d'Orbigny, 1826)																										
<i>Uvigerina sp.</i>																										
TEXTULARIDA ORDER																										
<i>Discorinopsis aguayoi</i> (Bermúdez, 1935)																										
Taxa S	6	11	11	12	6	8	7	8	7	10	9	10	14	12	9	7	5	12	9	4	7	5	16	9	11	
Individuals	48	318	316	304	304	308	301	305	305	303	156	322	300	308	309	312	319	326	347	302	319	314	305	305	309	
Dominance D	-	0.3153	0.3748	0.4824	0.5358	0.5479	0.4424	0.4572	0.5243	0.3539	0.3275	0.3301	0.4762	0.39	0.5504	0.4301	0.5036	0.331	0.2825	0.8503	0.5242	0.9017	0.5392	0.8156	0.4771	
Shannon H	-	1.458	1.335	1.179	0.9212	0.9657	1.098	1.1	0.9937	1.303	1.354	1.386	1.24	1.287	0.9847	1.122	0.9916	1.452	1.512	0.349	0.9439	0.2575	1.159	0.4795	1.187	
Equitability J	-	0.6081	0.5567	0.4745	0.5141	0.4644	0.5644	0.5288	0.5107	0.5658	0.6163	0.602	0.4699	0.5181	0.4482	0.5765	0.6161	0.5843	0.6879	0.2518	0.4851	0.16	0.4182	0.2182	0.4948	
Fisher alpha	-	2.211	2.214	2.494	1.06	1.501	1.281	1.505	1.277	1.987	2.078	1.957	3.043	2.486	1.735	1.271	0.8417	2.45	1.688	0.6513	1.265	0.8444	3.593	1.74	2.227	
Density ind/gr	5	795	421	950	5067	3080	2315	1525	1055	129	16	188	40	220	160	1835	1139	1103	3182	559	2900	952	3060	2773	562	

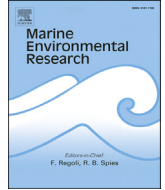
SAL3	58	55	53	52	50	49	47	45	43	41	39	37	35	33	31	29	27	23	22	21	20	19	18	17	16		
SPECIES																											
MILIOLIDA ORDER																											
<i>Adelosina longirostris</i>	(d'Orbigny, 1826)	10	1	1	12	1	4				10	8	1	5	1												
<i>Adelosina pulchella</i>	(Reuss, 1850)				1				1																		
<i>Cornuspira involvens</i>	(d'Orbigny, 1852)	2																									
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1826)	10			7					1	8	4	2														
<i>Massilina secans</i>	(Bornemann, 1855)	4	1	3	4		2	37	3	33	5	3	1	11	6	1	4	1	1	9	2	3	1			1	
<i>Miliolinella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)					1								1													
<i>Nubecularia lucifuga</i>	(DeFrance, 1825)											11															
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny, 1839)	35	5	2	30	6	13	24		17	1	42	13	19	2	4	12	22	1		6		13	1	2	5	
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	(d'Orbigny, 1826)	3					3	2			5	2		5					1	5		1	7				
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>	(d'Orbigny, 1839)									1	3	6		2													
<i>Quinqueloculina elongata</i>	(Narland, 1938)			1	9																						
<i>Quinqueloculina duthiersi</i>	(Schlumberger, 1886)	2																									
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	(d'Orbigny, 1826)									3	9																
<i>Signollina grata</i>	(Terquem, 1878)				4																						
<i>Siphonaperta aspera</i>	(d'Orbigny, 1826)	6			1										2	1											
<i>Triloculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)									2	4								2								
<i>Triloculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)	6	3		14		6				5		3					5									
ROTALIDA ORDER																											
<i>Ammonia beccarii</i>	(Linné, 1758)			2	2		17		7	1	41	17	16	17	14				2								
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	187	230	266	168	259	208	189	250	208	172	142	201	173	202	216	232	234	251	218	227	230	209	234	241	227	
<i>Asterigerinata mamilla</i>	(Williamson, 1858)										1	2															
<i>Astrononion sidebottomi</i>	(Cushman y Edwards, 1937)																										
<i>Aubignyna perlucida</i>	(Heron-Allen y Earland, 1913)				6							2	2														
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	(Heron-Allen y Earland, 1930)				1																						
<i>Bolivina punctata</i>	(d'Orbigny, 1848)	2										1	1	1					1	1							
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Alliata, 1952)											1															
<i>Bulimina elongata</i>	(d'Orbigny, 1846)											1															
<i>Cibicides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)											4															
<i>Cibicides excavatum</i>	(Terquem, 1875)	10	0	8	9		6	5	6	17	14	7	26	4	2	7	4	12	7	19	13	3	4	8	44	29	
<i>Elphidium advenum</i>	(Cushman, 1922)	1				1																					
<i>Elphidium complanatum</i>	(d'Orbigny, 1839)																										
<i>Elphidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)	1	2		2																						
<i>Elphidium williamsoni</i>	(Haynes, 1973)																										
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)	44	57	18	19	40	41	53	40	69	46	23	47	58	62	67	53	42	31	57	42	64	66	59	13	38	
<i>Hanzawaia boueana</i>	(d'Orbigny, 1846)																										
<i>Neonconorbina terquemi</i>	(Rzehak, 1888)																										
<i>Nonion commune</i>	(d'Orbigny, 1846)																										
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	(d'Orbigny, 1826)		1		6						3																
<i>Rosalina bradyi</i>	(Cushman, 1915)																										
<i>Rosalina globularis</i>	(d'Orbigny, 1826)				1						1	5															
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	(d'Orbigny, 1826)				5	1		1				3															
<i>Uvigerina sp.</i>																											
TEXTULARIIDA ORDER																											
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	(Bermúdez, 1935)																										
Taxa_S		15	8	8	19	7	10	7	5	8	15	26	10	12	9	6	5	8	9	5	6	5	6	5	4	5	
Individuals		323	300	301	301	309	301	311	306	347	308	314	312	300	303	301	302	322	300	300	300	300	302	303	300	300	
Dominance_D		0.3694	0.6243	0.7855	0.3331	0.7197	0.5023	0.4188	0.6856	0.4127	0.3559	0.2363	0.4493	0.3794	0.4917	0.5656	0.6227	0.5516	0.7116	0.5684	0.5954	0.6334	0.5294	0.635	0.6688	0.5982	
Shannon_H		1.528	0.724	0.5246	1.78	0.5634	1.137	1.173	0.61	1.198	1.506	2.152	1.204	1.42	1.036	0.8144	0.7123	0.9723	0.6491	0.8096	0.8517	0.6318	0.9128	0.6518	0.6269	0.7858	
Equitability_J		0.5641	0.3482	0.2523	0.6044	0.2895	0.4937	0.6025	0.3976	0.576	0.556	0.6604	0.5228	0.5713	0.4714	0.4546	0.4426	0.4676	0.2954	0.503	0.4754	0.3925	0.5095	0.405	0.4522	0.4883	
Fisher_alpha		3.256	1.51	1.509	4.506	1.274	1.99	1.272	0.8488	1.461	3.299	6.728	1.972	2.503	1.743	1.062	0.8511	1.486	1.747	0.8523	1.063	0.8523	1.061	0.8506	0.6521	0.8523	
Density ind/gr		1552	833	232	669	2060	30100	6240	18	83	4400	329	28364	2000	237	88	94	193	500	121	361	77	144	3030	31	997	

SAL3	15	14	13	12	11	10	8	7	6	5	4	3	2	1	Total Abundances	Relative Abundances
SPECIES																
MILIOLIDA ORDER																
<i>Adelosina longirostra</i>															100	0.61
<i>Adelosina pulchella</i>															1	0.01
<i>Cornuspira involvens</i>															2	0.01
<i>Lachlanella undulata</i>															2	0.01
<i>Massilina secans</i>															36	0.22
<i>Miliolinella circularis</i>															196	1.19
<i>Miliolinella webbiana</i>															2	0.01
<i>Nubecularia lucifuga</i>															11	0.07
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>		1						1	14						1333	8.07
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>															49	0.30
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>															28	0.17
<i>Quinqueloculina elongata</i>															22	0.13
<i>Quinqueloculina duthiersi</i>															3	0.02
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>															2	0.01
<i>Sigmoilina grata</i>															19	0.12
<i>Siphonaperta aspera</i>															37	0.22
<i>Triloculina oblonga</i>															8	0.05
<i>Triloculina trigonula</i>															52	0.31
ROTALIDA ORDER																
<i>Ammonia beccarii</i>															146	0.88
<i>Ammonia tepida</i>		254	276	268	260	16	119	17	5	64					11410	69.08
<i>Asterigerinata mamilla</i>															6	0.04
<i>Astrononion sidebottomi</i>															1	0.01
<i>Aubignyna perlucida</i>															68	0.41
<i>Bolivina pseudoplicata</i>															8	0.05
<i>Bolivina punctata</i>															44	0.27
<i>Buccella granulata</i>															2	0.01
<i>Bullimina elongata</i>															2	0.01
<i>Cibicides lobatulus</i>															4	0.02
<i>Criboelphidium excavatum</i>		28	1	10	27	1	12	1	6						1128	6.83
<i>Elphidium advenum</i>															3	0.02
<i>Elphidium complanatum</i>															3	0.02
<i>Elphidium macellum</i>															12	0.07
<i>Elphidium williamsoni</i>															1	0.01
<i>Haynesina germanica</i>		17	23	20	15	2	12		5						1698	10.28
<i>Hanzawala boueana</i>			2	1											3	0.02
<i>Neoconorbina terquemii</i>															1	0.01
<i>Nonion commune</i>															10	0.06
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>															15	0.09
<i>Rosalina bradyi</i>															2	0.01
<i>Rosalina globularis</i>															11	0.07
<i>Rosalina mediterraneensis</i>			4	2	1										29	0.18
<i>Uvigerina sp.</i>															2	0.01
TEXTULARIIDA ORDER																
<i>Discorinopsis aguayoi</i>															4	0.02
Taxa_S	4	5	5	4	3	3	3	1	4	-	-	-	-	-		
Individuals	300	306	301	303	19	143	19	5	89	-	-	-	-	-	16516	100.00
Dominance_D	0.7288	0.8194	0.7983	0.7467	-	0.71	-	-	-	-	-	-	-	-		
Shannon_H	0.544	0.3959	0.4489	0.5144	-	0.57	-	-	-	-	-	-	-	-		
Equitability_J	0.3924	0.246	0.2789	0.3711	-	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fisher_alpha	0.6521	0.8488	0.8517	0.6509	-	0.54	-	-	-	-	-	-	-	-		
Density ind./gr	1455	278	52	89	7	75	190	50	64							

SAL4	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	
SPECIES																										
MHIOLIDA ORDER																										
<i>Adelosina bicornis</i>	(Walker y Jacob, 1798)	17	30	9	2	13	24				3		7	5				1								2
<i>Adelosina colvini</i>	(Le Calvez, 1938)													2												1
<i>Adelosina longirostris</i>	(d'Orbigny, 1826)	1		3		2					6		20	15	8	2	1	8	3	5	3	2	2	2	15	
<i>Adelosina pulchella</i>	d'Orbigny, 1846			2																						1
<i>Cornuspira involvens</i>	(Reuss, 1850)					4						1	2	1	1	1										2
<i>Lachlanella undulata</i>	(d'Orbigny, 1852)		1	6																						1
<i>Massilina secans</i>	(d'Orbigny, 1826)	4	2				5	2			19		13	4	4	2	6	10	2	1	1					2
<i>Milohiella circularis</i>	(Bornemann, 1855)	4	1	2		4	4				5		51	20	15	4	1	5	15	6	19	14	9	3	14	
<i>Milohiella webbiana</i>	(d'Orbigny, 1839)			1																1	1					
<i>Nubecularia lucifuga</i>	Defrance, 1825																									1
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>	(d'Orbigny, 1839)	3	6	2	3	3	5	9					15	10	9	4	1	13	31	20	36	23	21	36	14	5
<i>Pseudotritoculina rotunda</i>	(d'Orbigny, 1826)			1	2	1	2	3					5	4		2		1	1			1	1			
<i>Quinqueloculina duthiersi</i>	(Schlimmberger, 1886)												2													
<i>Quinqueloculina elongata</i>	Natland, 1938												2		2											
<i>Quinqueloculina reticulata</i>	(d'Orbigny, 1826)															1										
<i>Quinqueloculina seminata</i>	(Linné, 1758)	1	1			2							4	5	2	2						1				1
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	d'Orbigny, 1826			1	3						5		1													
<i>Sigmoillina grata</i>	Terquem, 1878					4								1												4
<i>Siphonaptera aspera</i>	d'Orbigny, 1826		1	1							2					2			1		1	3	2			
<i>Spiroloculina sp.</i>																										1
<i>Tritoculina oblonga</i>	(Montagu, 1803)														1											
<i>Tritoculina trigonula</i>	(Lamarck, 1804)	1	2	13		3		1	1		10		9	5	1			5	1							1
ROTALIDA ORDER																										
<i>Ammonia beccarii</i>	(Linné, 1758)	4	10	6	2	13	6	3	2	3	7	1	13	22	11	11	21	17	11	9	5	10				
<i>Ammonia tepida</i>	(Cushman, 1926)	117	120	229	64	190	208	257			10	1	22	45	217	87	259	224	222	234	219	216	238	178	237	
<i>Astergerinata namilla</i>	(Williamson, 1858)	5	2			1	4								1							1				3
<i>Astronionion sidebottomi</i>	Cushman y Edwards, 1937															1	1	1	3							
<i>Auhignyna perlucida</i>	(Heron-Allen y Earland, 1913)																									
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	Heron-Allen y Earland, 1930																									
<i>Bolivina punctata</i>	d'Orbigny, 1848																									4
<i>Buccella granulata</i>	(Di Napoli Allata, 1952)			1							1			1												
<i>Bulminella elegantissima</i>	(d'Orbigny, 1839)					3																				
<i>Cibicides lobatulus</i>	(Walker y Jacob, 1798)			1										1		2										
<i>Cibicides variabilis</i>	(d'Orbigny, 1826)			2			1				2							1								
<i>Craecis auricula</i>	(Fichtel y Moll, 1798)			1																						
<i>Craecis auricula</i>	(Fichtel y Moll, 1798)	20	1	11	2	5	8	9					10	7	13	2	2	1			1	1	3	6		
<i>Ephidium excavatum</i>	(Terquem, 1873)																									1
<i>Ephidium advenum</i>	(Cushman, 1922)	4		2	1	2	1											1	3							1
<i>Ephidium crispum</i>	(Linnaeus, 1758)		1	1									1													1
<i>Ephidium macellum</i>	(Fichtel y Moll, 1798)	1	2		4	1					1			1	1	1	2									3
<i>Haynesina germanica</i>	(Ehrenberg, 1840)		8	12	3	15	20	14			1		4	3	10	4	4	9	15	23	13	33	25	26	31	
<i>Hanzawaia boueana</i>	(d'Orbigny, 1846)													2												
<i>Lagena sp.</i>																										1
<i>Neocoronibina terquemii</i>	(Rzehak, 1888)																									1
<i>Nonion commune</i>	(d'Orbigny, 1846)	1				2													1	1		1				
<i>Planorbina mediterraneis</i>	d'Orbigny, 1826			1											1											
<i>Rosalina breadyi</i>	(Cushman, 1915)	3		1									1	1	2	1										
<i>Rosalina globularis</i>	d'Orbigny, 1826										2			1	9		4	3	3		3	2	2			10
<i>Rosalina mediterraneis</i>	d'Orbigny, 1826					2									4											1
TEXTULARIDA ORDER																										
<i>Discorinopsis agayoi</i>	(Bermúdez, 1935)																									1
Taxa_S		9	10	9	6	8	8	7	2	1	1	11	2	11	11	9	9	10	11	7	8	9	9	6	9	4
Individuals		186	190	311	83	244	306	303	4	2	3	86	4	178	161	306	130	307	306	302	304	301	308	302	302	302
Dominance_D		0.4937	0.4735	0.6436	0.7143	0.662	0.5407	0.7483	-	-	-	-	-	0.1578	0.1636	0.5771	0.5393	0.7365	0.5972	0.5686	0.6163	0.5573	0.5327	0.6509	0.4435	0.6565
Shannon_H		1.135	1.167	0.8844	0.6871	0.8108	1.067	0.6141	-	-	-	-	-	2.089	2.072	1.035	1.11	0.657	1.004	0.9575	0.8884	0.9806	1.037	0.76	1.237	0.7029
Equitability_J		0.5164	0.5068	0.4025	0.3835	0.3899	0.5132	0.3156	-	-	-	-	-	0.8714	0.8641	0.4712	0.5054	0.2853	0.4186	0.492	0.4272	0.4463	0.4721	0.4241	0.5631	0.5071
Fisher_alpha		2.023	2.279	1.766	1.528	1.601	1.526	1.284	-	-	-	-	-	2.653	2.765	1.764	2.254	1.987	2.259	1.283	1.509	1.748	1.744	1.064	1.781	0.6538
Density Ind/gr		372	905	31900	8300	3486	27800	7600	200	40	100	1063	400	2543	537	5117	929	15350	2567	3356	15100	15000	3080	4286	3000	7550

SAL4	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	1	Total Abundances	Relative Abundances	
SPECIES																										
MILIOLIDA ORDER																										
<i>Adelosina bicornis</i>																								113	1.25	
<i>Adelosina colomi</i>		1																						4	0.04	
<i>Adelosina longirostra</i>			9		1																			106	1.17	
<i>Adelosina pulchella</i>																								2	0.02	
<i>Cornuspira involvens</i>																								5	0.06	
<i>Lachlanella undulata</i>																								15	0.17	
<i>Massilina secans</i>			7																					82	0.91	
<i>Milolinella circularis</i>		3	14	9	12		3	3	4	3														247	2.73	
<i>Milolinella webbiana</i>																								3	0.03	
<i>Nubecularia lucifuga</i>																								1	0.01	
<i>Pseudolachlanella eburnea</i>		28	25	14	25	9	4	8	17	8														404	4.47	
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>		2			1	2		4		2														40	0.44	
<i>Quinqueloculina duthiersi</i>																								2	0.02	
<i>Quinqueloculina elongata</i>																								5	0.06	
<i>Quinqueloculina reticulata</i>																								1	0.01	
<i>Quinqueloculina seminula</i>					2					1														22	0.24	
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>																								10	0.11	
<i>Signoillina grata</i>			1																					10	0.11	
<i>Siphonaperta aspera</i>				2																				15	0.17	
<i>Spiroloculina sp.</i>																								1	0.01	
<i>Triloculina oblonga</i>			8				1																	12	0.13	
<i>Triloculina trigonula</i>					1	1																		56	0.62	
ROTALIDA ORDER																										
<i>Ammonia beccarii</i>																								187	2.07	
<i>Ammonia tepida</i>		279	195	247	204	213	217	276	220	243	276	299	259											6522	72.16	
<i>Asterigerinata mamilla</i>																								18	0.20	
<i>Astronion sidebottomi</i>																								5	0.06	
<i>Autignyna perlucida</i>									1															1	0.01	
<i>Bolivina pseudoplicata</i>																								1	0.01	
<i>Bolivina punctata</i>		3			2				1															10	0.11	
<i>Buccella granulata</i>			2																					5	0.06	
<i>Bulminella elegantissima</i>																								3	0.03	
<i>Cibicides lobatulus</i>																								4	0.04	
<i>Cibicides variabilis</i>																								6	0.07	
<i>Cranceris auricula</i>																								1	0.01	
<i>Criboelphidium excavatum</i>		8	8	2	13	3	4	7	34	26	8	15	29											260	2.88	
<i>Elphidium advenum</i>																								17	0.19	
<i>Elphidium crispum</i>																								4	0.04	
<i>Elphidium macellum</i>			2																					19	0.21	
<i>Haynesina germanica</i>		17	17	27	44	104	71	33	46	24	34	27	13											730	8.08	
<i>Hanzawaia boueana</i>																								2	0.02	
<i>Lagena sp.</i>																								1	0.01	
<i>Neoconorbina terquemii</i>																								1	0.01	
<i>Nonion commune</i>																								6	0.07	
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>			1																					4	0.04	
<i>Rosalina bradyi</i>																								9	0.10	
<i>Rosalina globularis</i>			11																					51	0.56	
<i>Rosalina mediterraneensis</i>																								7	0.08	
TEXTULARIIDA ORDER																										
<i>Discorinopsis aguayoi</i>											2	5												8	0.09	
Taxa_S	5	8	5	7	5	5	5	5	5	5	3	3	3													
Individuals	341	300	301	305	332	300	331	323	307	320	346	301	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9038	98.75	
Dominance_D	0.7038	0.4823	0.6937	0.4944	0.5168	0.5836	0.7237	0.5044	0.6533	0.7654	0.777	0.7515	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Shannon_H	0.6425	1.215	0.6573	1.054	0.805	0.7356	0.5907	0.9854	0.7311	0.4546	0.4535	0.4905	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Equitability_J	0.3992	0.5841	0.4084	0.5415	0.5002	0.4571	0.367	0.6123	0.4542	0.4138	0.4128	0.4464	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fisher_alpha	0.8335	1.527	0.8529	1.282	0.836	0.8529	0.8375	0.8406	0.85	0.4585	0.4528	0.463	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Density ind/gr	8525	1662	14550	6800	2371	4817	4138	32300	2362	32000	8650	5017	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			

Anexo III. Publicaciones



Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shoreface and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean)



María López-Belzunce ^{a, *}, Ana M. Blázquez ^a, Joan Lluís Pretus ^b

^a Environmental and Marine Sciences Research Institute, Catholic University of Valencia, C/ Guillem de Castro 94, Valencia 46003, Spain

^b Department of Ecology, University of Barcelona, Av. Diagonal, 643, Barcelona 08028, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 April 2014

Received in revised form

21 June 2014

Accepted 30 June 2014

Available online 9 July 2014

Keywords:

Benthic ecology

Foraminifera

Coastal waters

SE Spain

Western Mediterranean

ABSTRACT

The environmental variables that determine the distributions of benthic foraminiferal assemblages on the shoreface and inner shelf of the north of Valencia province (Western Mediterranean) are identified. The possible influence of variables such as water depth, distance from shore, hydrodynamics, substrate type, carbonate content, organic matter content and human activity is evaluated. Multivariate cluster-Q-type analysis and redundancy analysis (RDA) are used to identify the environmental variables that have the greatest influence on the assemblage distribution.

The spatial distribution of the assemblages is closely associated with water depth and substrate. The diversity and abundance of foraminifera shells increase with depth and their conservation improves. The most common species in the study area are *Ammonia beccarii*, *Rosalina globularis*, *Buccella granulata*, *Planorbulina mediterraneensis*, and *Lobatula lobatula*. The presence of wastewater in the study area has not polluted the foraminiferal assemblages (absence of anomalous shells). The direction of the discharge plume is a potential source of nutrients for deep water.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Benthic foraminifera are unicellular prototists with calcareous tests that live in all deep oceans. These organisms play a major ecological role in the ecosystem; their wide range and calcareous tests make them suitable for providing interpretation and extrapolation tools for palaeoecological and palaeoenvironmental reconstructions (Usera et al., 2002; Leorri and Cearreta, 2009; Milker et al., 2009; Blázquez and Usera, 2010; Blázquez and Ferrer, 2012). Recently, benthic foraminifera have been used as bioindicators for environmental studies. In shallow inner shelf environments, attempts to identify the environmental variables that could control the distribution of benthic foraminifera are difficult due to the high variability of the system. The distribution may be controlled by abiotic factors such as grain size, organic matter, salinity, dissolved oxygen, and by biotic factors such as predation, competition and reproduction (Colom, 1974; Murray, 1991, 2006; Jorissen, 1999). Therefore the analysis of benthic foraminifera has provided a proxy

for evaluating the quality of the ecosystem. The increase in human activity on inner shelf areas has promoted a great deal of research into the effects of pollution (Martin, 2000; Sen Gupta, 2002; Bergin et al., 2006; Ferraro et al., 2006; Irabien et al., 2008).

In the western Mediterranean, several studies of recent benthic foraminifera have been carried out, in Italy (Donnici and Serandrei-Barbero, 2002; Frontalini and Coccioni, 2011; Magno et al., 2012), on the French Mediterranean coast (Mojtahid et al., 2008; Goineau et al., 2011; Fontanier et al., 2012; Barras et al., 2014) and off the Spanish coast (deep-sea) (Mateu, 1970; Milker et al., 2009; Mateu-Vicens et al., 2010; Contreras-Rosales et al., 2012). At present there are few studies of the superficial distribution of benthic foraminifera on the inner shelf of the eastern seaboard of Spain (Blázquez, 1996; Usera and Blázquez, 1997) and hardly any of the inner shelf or shoreface off the coast of Castellón province and the north of Valencia (Blázquez and Alcántara-Carrió, 2009). The few studies performed to date indicate the presence of two ubiquitous species in the inner shelf of the southern part of the study area: *Ammonia beccarii* (Linné) and *Elphidium crispum* (Linné), and a sharp increase in the diversity and abundance of foraminifera in substrates colonised by seagrass.

* Corresponding author.

E-mail addresses: malobel.belzunce@gmail.com (M. López-Belzunce), ana.blazquez@ucv.es (A.M. Blázquez), jpretus@ub.edu (J.L. Pretus).

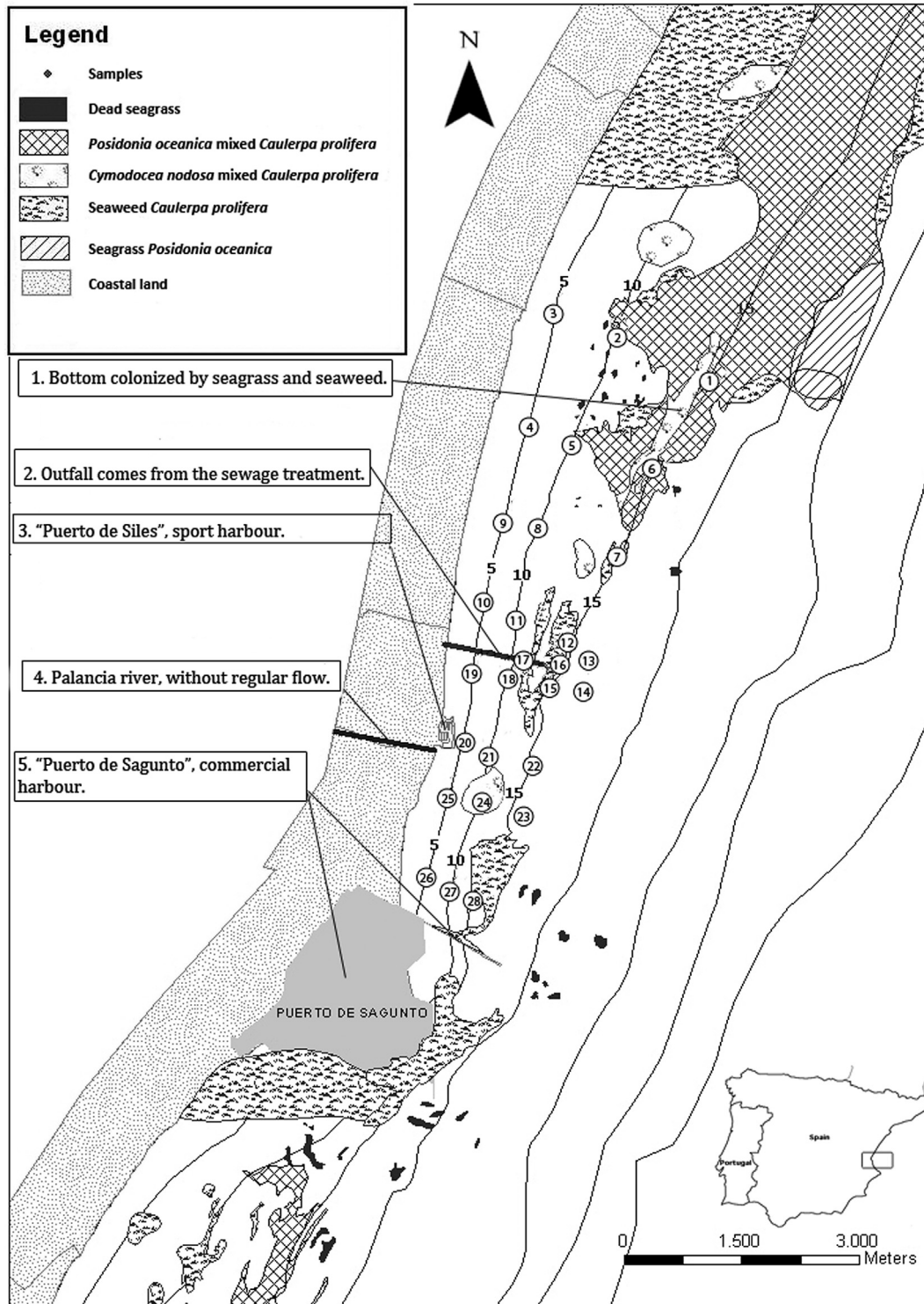


Fig. 1. Location map of the study area with samples' location. North Valencia (Spain).

The aims of this study are to characterise the main benthic foraminiferal assemblages and their spatial distribution on the inner shelf zone between the provinces of Valencia and Castellón, including both live and dead assemblages. We assess the possible influence of variables such as depth, distance from shore, hydrodynamics, substrate type, carbonate content, organic matter content and human activity (e.g., port activity, discharges). To determine the importance of the latter factor, we evaluate the

impact of the discharge from an outfall on the distribution of these organisms. This study identifies the dominant assemblages of the different sub-environments and assesses the richness and diversity of these benthic communities by using a series of multivariate statistical analyses.

The study area is located on the coast of Valencia, Spain (Fig. 1). Siliciclastic sediments come predominantly from rivers and their presence on the shelf is controlled by the balance between

terrigenous input and fluctuating hydrodynamic conditions (Rey et al., 1999). On the inner shelf of the study area there are very coarse sands and pebbles and gravel deposits caused by the flooding of major rivers (Palancia, Belcaire river), characterised by a sporadic torrential regime.

From the oceanographic point of view, the currents in the study area vary throughout the year in terms of velocity and distance from the coast. However, they tend to be low velocity and are predominantly westerly, west-south-westerly and south-westerly. Winds are mainly NE (9% of measures) and NNE (8%), with speeds above 8 m/s; the third component is SSE (7%). Finally, the predominant swell is easterly (27%), south-easterly (25%) and north-easterly (25%).

Therefore, the longshore current in the area study has a dominant north-easterly/south-westerly direction. Other environmental variables studied show homogeneous values. Their mean values are: temperature 19.5 °C, pH 8.2 (except at the mouth of the outfall, where it falls to 7 °C), oxygen dissolved 8.2 mg/l and salinity 38‰.

2. Materials and methods

The samples were collected in July 2009. Twenty-eight samples from the shoreface and the inner shelf were examined. The samples were collected by divers (Denebay and Fernandez, 2009; Mateu-Vicens et al., 2010) who scraped off the surface sediments, along eight profiles perpendicular to the coast. This method of sampling was used instead of the conventional ones, as a grab – it usually washes the samples and some mixing processes may happen (Yang and Flower, 2009; Foster et al., 2012) – or a box corer – some corers do not work properly in coarsed sands-. All samples were located with GPS; the precise locations and depths of these samples are indicated in Fig. 1. During the campaign, sampling was also planned in the proximity of the outfall. Stations 12, 13, 14, 15, 16 and 17 were analysed to assess the gradient of the effects of a continued discharge of water from the treatment unit.

2.1. Study of foraminifera

The decision to use the total assemblage or only the living assemblages depends on the objective of the study. Numerous ecological studies have analysed the total assemblage in order to avoid short-term impacts and to focus on long-term effects. This approach avoids the problem of the specimens' seasonal variability (Scott and Mediolio, 1980; Carboni et al., 2009; Bergamin et al., 2009; Magno et al., 2012; Foster et al., 2012).

However, certain recent studies published have used living assemblages as a biotic index for environmental quality (Morvan et al., 2006; Mojtahid et al., 2008; Bouchet et al., 2012; Barras et al., 2014) and a protocol was created by FOraminiferal BLOMonitoring (FOBIMO)-group, to standardise the use of foraminifera as an ecological index (Schönfeld et al., 2012). Dead assemblages also provide information about post-mortem processes such as hydrodynamics and sediment inputs. We therefore decided to perform several statistical analyses with the total assemblages and with separate assemblages (living and dead) to establish whether there are significant differences.

According to several authors (Buzas, 1990; Murray, 1991) when the aim is to identify foraminiferal assemblages a sample size of 300 specimens is sufficient. Fatela and Taborde (2002) consider that a sample of 100 shells is enough, because they represent more than 5% of the assemblages, and Patterson and Fishbein (1989) suggest that if the species under consideration represent almost 50% of the assemblages, then only 50 individuals are needed. In our study, 300 living and dead specimens were counted whenever possible.

We used the relation between dead and living assemblages to assess the representativeness of the data. We tested the similarity between the living and dead assemblages using Sanders' similarity index (Sanders, 1960). Values generally above 70% indicate a good correlation between the two associations (Rodríguez-Lazaro et al., 2013). These values are normal for estuarine or lagoon areas; however, in the conditions that prevail in the study area, with an open coast without landforms and intense coastal dynamics, the ranges are expected to vary more widely.

In our case, the species found in the living assemblages were also the most abundant in the dead assemblages. Live organisms represented 1.2% of the total of shells analysed in previous studies (Usera and Blázquez, 1997), of which over 90% correspond to the Rotaliina suborder. In our study, this ratio oscillated between 5% and 40% and was considered statistically representative. We stress the difficulties in identifying living suborders like the Miliolids or agglutinated foraminifera, due to their shells (Le Calvez and Cesana, 1972; Martin and Steinker, 1973).

The samples were wet sieved through a 63 µm screen. Foraminifera were fixed with alcohol and stained with Rose Bengal dye following the procedure described by Walton (1952) to differentiate between living and dead assemblages. The washed and dried fraction was concentrated by flotation with a dense liquid (trichloroethylene).

Foraminifera shells were picked (under a binocular stereomicroscope) using reflected light until a representative number of 300 individuals per sample was obtained. In the superficial samples, in which shells were less abundant, 100 individuals were collected. The foraminifera were classified following Loeblich and Tappan (1987).

The data obtained were quantitatively analysed, and the diversity index (Shannon and Wiener, 1949), equitability and Fisher's alpha (Fisher et al., 1943) were calculated. The alpha index is unreliable in samples of fewer than 100 individuals (Murray, 2006). It was estimated in order to establish the composition and proportional abundance of the species identified, and the dominance of the species in the samples. Diversity values were computed with the PAST (Palaeontological statistics) software (Hammer et al., 2001, 2008).

2.2. Sedimentary and chemical analysis

The variations in temperature, salinity, pH and dissolved oxygen were very small and so they were not included in the statistical analysis. After drying the material, sub-samples of 100 g were treated with sodium hydroxide and hydrogen peroxide to disaggregate and washed through three sieves with mesh diameters of 0.2 mm, 0.125 mm and 0.063 mm. Three size fractions for each sample were thus available to provide sedimentological data. Sand grain size was analysed, differentiating between bioclastic and lithoclastic.

Organic matter was determined using the Walkley–Black method (Walkley and Black, 1934). The proportion of calcium carbonate was calculated only in clay and silt, using a Bernard calcimeter.

2.3. Statistical analysis

Numerous methods have been developed to quantitatively reconstruct palaeoenvironmental variables. These methods differ in terms of the numerical assumptions made regarding the data used: for instance, whether the taxon–environment response is unimodal (Gaussian) or linear (Sejrup et al., 2004).

First, Principal Component Analysis (PCA) was carried out to extract the most important foraminiferal assemblages. Due the high variability of the study area, with a mean value of 27

Table 1
Statistical results of redundancy analyses (RDAs).

RDA results						
	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
<i>(Living and dead) assemblages</i>						
Eigenvalues	0.134	0.066	0.050	0.031		
Species–environment correlations	0.949	0.892	0.898	0.841		
Cumulative percentage variance						
of Species data	13.4	20.0	25.0	28.0		
of Species–environment relation	47.7	71.3	89.1	100.0		
Correlation						
Water depth	0.8725	−0.3025	−0.0804	0.1484	3.61	<0.0010
Bioclastic sands	0.8045	0.2687	0.2992	0.2363	2002	<0.0010
Organic matter	0.1341	−0.4211	0.7530	0.1944	1801	<0.0020
Marine vegetation	0.6683	−0.0837	0.2357	−0.5487	1.16	<0.2460
<i>Dead assemblages</i>						
Eigenvalues	0.120	0.059	0.045	0.033		
Species–environment correlations	0.926	0.902	0.822	0.845		
Cumulative percentage variance						
of Species data	12.0	18.0	22.4	25.8		
of Species–environment relation	46.8	69.8	87.1	100.0		
Correlation						
Water depth	0.8993	0.0573	−0.1527	0.1150	3412	<0.0010
Bioclastic sands	0.6364	0.6389	0.1151	0.0699	1731	<0.0070
Organic matter	0.3599	−0.1161	0.7000	0.2778	1442	<0.0320
Marine vegetation	0.6402	0.0336	0.1707	−0.5839	1.16	<0.2240
<i>Living assemblages</i>						
Eigenvalues	0.143	0.059	0.049	0.040		
Species–environment correlations	0.929	0.807	0.900	0.831		
Cumulative percentage variance						
of Species data	14.3	20.2	25.1	29.1		
of Species–environment relation	49.1	69.5	86.3	100.0		
Correlation						
Bioclastic sands	0.8420	0.2537	−0.2101	−0.1328	3779	<0.0010
Carbonates	0.7554	−0.2464	−0.3971	0.1879	1787	<0.0150
Organic matter	0.0892	0.3494	−0.6801	0.4010	1810	<0.0060
<0.0063 mm	0.4317	0.5426	0.5169	−0.0430	1587	<0.0420

foraminiferal taxa per sample, we had to represent the foraminifera benthic taxa with a relative abundance of $\geq 2\%$ in the samples collected. This left us with 14 species, representing 78% of the total analysed.

A Detrended Correspondence Analysis (DCA) was calculated to determine whether the distribution of species was linear or unimodal (Leps and Smilauer, 2005). A linear response was observed, so we performed Redundancy Analysis (RDA), which relates the species to the environmental parameters considered (depth, grain-size, organic matter content and calcium carbonate).

In order to identify variations in the environmental influence between dead and living assemblages, the two assemblages were compared. A detailed study of the living assemblages revealed differences between an area with an outfall from a sewage treatment and another area called the “control area” located in the north of the grid sample.

Square root transformation of the percentages was carried out prior to statistical analysis. The foraminifera content percentages were transformed into square roots. The sample was standardised by error variance, as this procedure indicates how much of this variance is not explained by the environmental variables. The inverse of this value is used as the weight of each species. The better the description of the species by the environmental parameters, the higher their weight at the end of the analysis. The Monte Carlo permutation test was used to obtain the *p* value, and the environmental parameter test was performed by forward selection to determine the variables that best explain the data distribution. For this analysis we used the software Canoco 4.5 (Ter Braak and Smilauer, 2002; Leps and Smilauer, 2005).

The statistical results showed no differences in the environmental variables between the total assemblages and the dead assemblages (Table 1). To assess whether these variables also determine the foraminifera community, we performed a statistical analysis of the living assemblages. Several authors have analysed both of these assemblages separately in order to identify and characterise the total assemblages (Mendes et al., 2004; Rodríguez-Lazaro et al., 2013).

3. Results

3.1. Environmental variables

Sedimentological features such as grain size and organic matter content are shown in Figs. 2 and 3. The analyses indicated a seabed type with a high content of the sand fraction (over 80%), characterised by medium and fine sizes and subrounded morphologies. The analysis of the clast source revealed significant differences between lithoclastic and bioclastic sands (Fig. 4). The deepest samples had highest values of bioclastic sands; in sample 6, 80% was bioclastic sand. The samples near the sewage had high levels. Decreases in grain size directly proportional to depth were observed, as the reduction in energy of the environment causes the proportion of the finest fraction (silt and clay) to increase the further away the area is from the coast. Particularly interesting are the higher proportions of sand in the south of the study area and the increase in grain size in the mouth of the outfall.

The proportion of organic matter in the samples increased at the mouth of the outfall and also downstream (to the south). *Posidonia*

oceanica decompose very slowly due to their high content of lignin, cellulose and phenolic compounds (Harrison, 1989; Klap et al., 2000), which are not degraded by microbes (Godshalk and Wetzel, 1978). Therefore, it cannot be considered as readily available food for benthic communities (Barras et al., 2014). The values in the northern samples coincide with the presence of *P. oceanica* meadows (Fig. 3, Table 2).

The carbonate content was high throughout the area (Table 2), reaching a maximum (>80%) at the mouth of the outfall (samples 12 and 16) and in sample 6, colonised by seagrass (*P. oceanica*) and algae (*Caulerpa prolifera*).

3.2. Foraminifera content and assemblages

A total of 7156 shells of benthic foraminifera grouped into 87 species were analysed, of which 66 represented more than 1% of

the sample. The individuals identified corresponded to five different suborders: Lagenina, Miliolina, Rotaliina, Spirillina and Textulariina. Sixty per cent of the species belong to the Rotaliina suborder, 30% to Miliolina, 7% to Textulariina, and 3% each to Lagenina and Spirillina suborders. There was a significant increase in the Miliolina suborder in the area affected by the discharge outfall. Samples downstream of the outfall (samples 22 and 23) showed a significant decrease in the Rotaliina suborder and an increase in individuals from the other suborders.

In sample 6 (–15 m), where the dominant substrate is *P. oceanica* and *C. prolifera*, there was an increase in agglutinated shells (Textulariina) and a decrease in porcelaneous shells (Miliolina).

According to the statistical analyses for the total sample (Table 1) the mean determinant variable of the foraminiferal assemblages is depth. We distinguish different assemblages in three

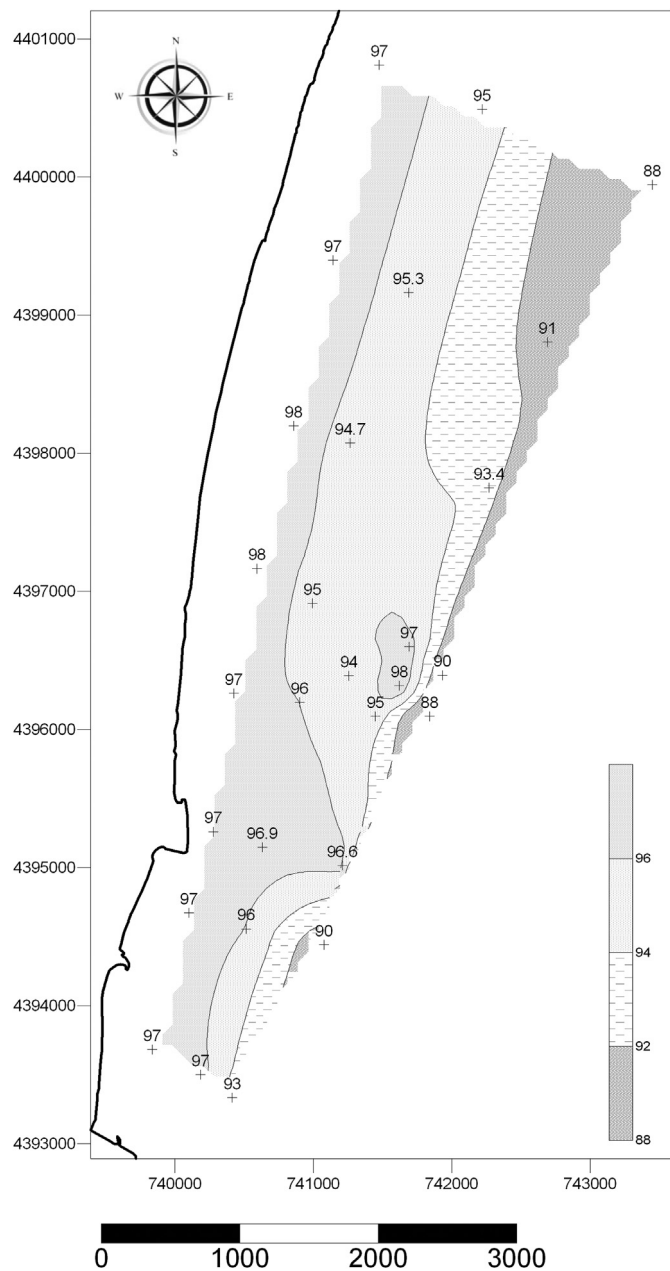


Fig. 2. Percentage sand fraction.

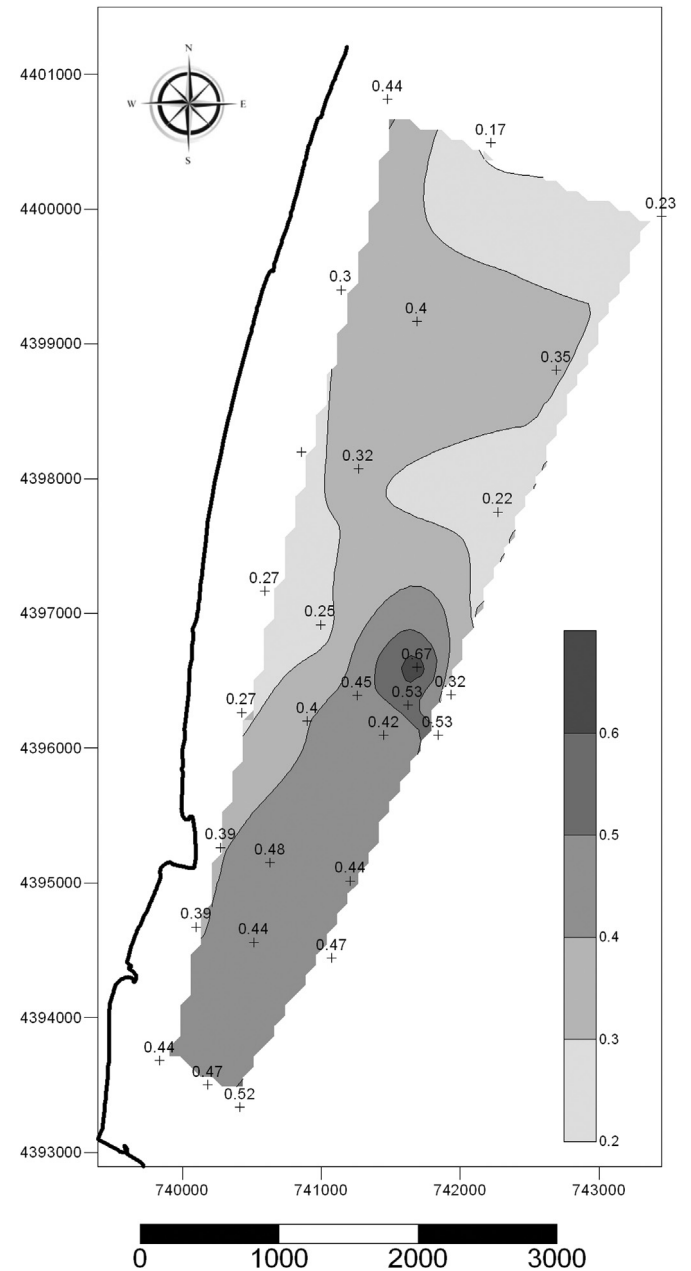


Fig. 3. Organic matter content in % of dry.

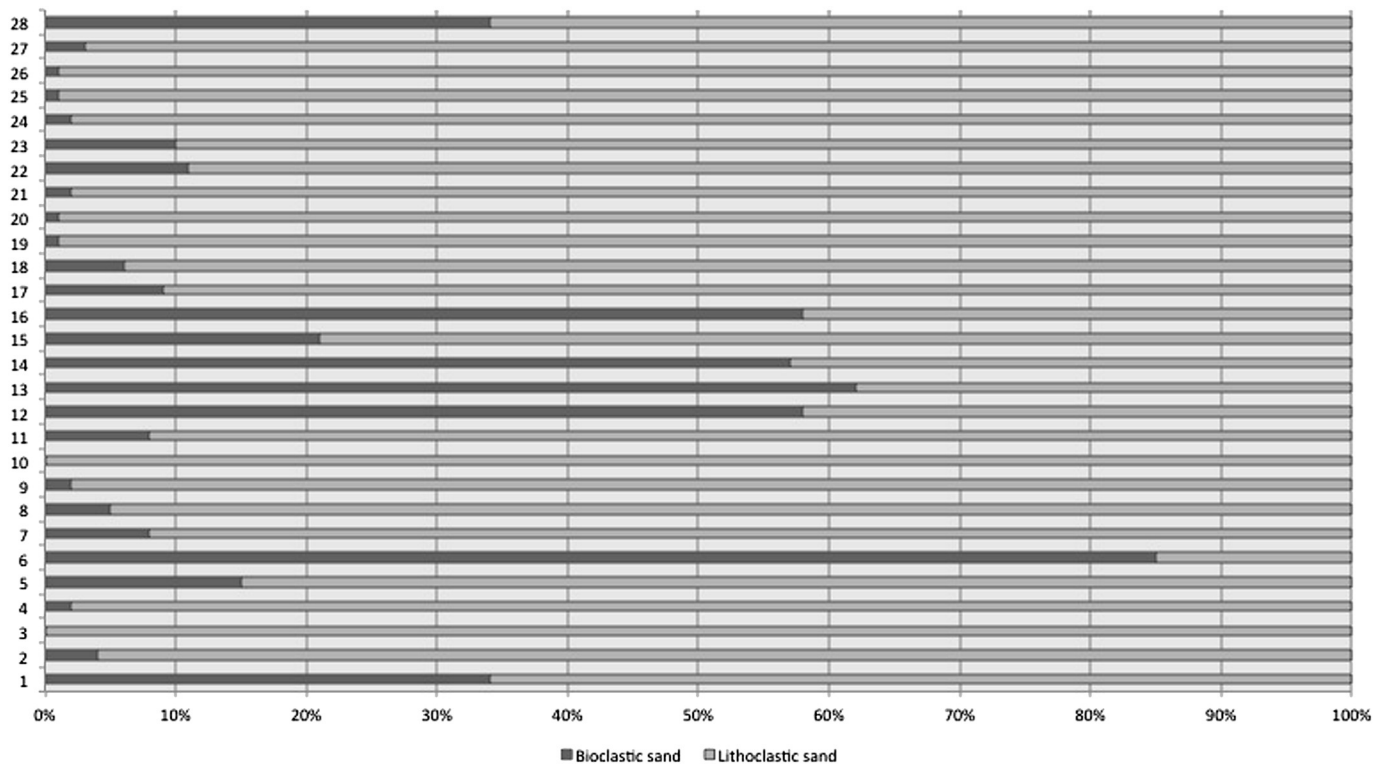


Fig. 4. Lithoclastic and bioclastic sands.

isobaths. In the shallower surface samples (5 m isobath), the number of individuals counted was lower, except for sample 25, where 300 shells were counted. Sand accounted for 95% of the composition of these samples and their biogenic component was low. The foraminifera shells were eroded, of similar size and compact, characteristic of a selective, energetic medium. The living assemblages were dominated by the species *A. beccarii*, whose shell is highly resistant to energy agents (Cusminsky et al., 2006.). In the dead assemblages, in addition to *A. beccarii*, species such as *Buccella granulata* (Di Napoli), *Rosalina globularis* (D'Orbigny) and *Asterigerinata mamilla* (Williamson) were also found. The proportion of stained shells ranged between 17% and 28%.

In the 10 m isobath there was a greater proportion of foraminifera and biogenic debris. Well-preserved heterometric shells were observed. The dominant species in the living assemblage were *A. beccarii* and *R. globularis* and the percentage of stained shells was between 12% and 20% of all those analysed. The dead assemblage also included the species *B. granulata*, *Adelosina laevigata* (D'Orbigny), *A. mamilla*, *Quinqueloculina bicornis* (Walker & Jacob) (Tables 2 and 3).

Finally, the 15 m isobath presented an abundance of species and individuals with optimal shell conservation. The Textulariina sub-order was much more abundant here than in other locations (accounting for up to 18% of the content of foraminifera in sample 6). The stained shells were more frequent at this depth (Tables 2 and 3).

Results of the diversity and richness indices indicated little variation between the sampling points (Table 3). The indices are calculated for the living and dead assemblages. Fisher's alpha diversity presented higher values in the dead assemblage. Shallow surface samples had lower Fisher's alpha diversity scores in both assemblages, while higher Fisher's scores were seen in central samples near the outfall. As regards equitability, all samples had values close to 1, indicating the absence of dominant species. The

shells found were distributed more or less equally between the species identified.

Using the Sander index, the similarity between the living and dead assemblages ranged from 30% in sample 27 to nearly 60% in the samples near the outfall. Samples 22 and 23, located downstream of the outfall, had low similarity values compared with other samples located at the same depth (15 m). In general, these values are lower in the shallow samples.

3.3. Dead assemblage analysis with environmental variables

Cluster analysis indicated the presence of three groups (Fig. 5). RDA showed that the environmental variables influencing the distribution of the dead assemblage were depth, which accounted for 46.8% of the explained variance, followed by bioclastic sands, which accounted for 23% (axis 2), organic matter with 17.3% of the explained variance, and finally the presence or absence of *P. oceanica*, *Cymodocea nodosa* and *C. prolifera* (12.9% of variance).

The first two corresponded very closely to depth. The first group, 1D, corresponds to samples closest to the shore. This group was associated with the environmental variable lithoclastic sands in the redundancy analysis (RDA). The species related to this isobath in the statistical analysis were *B. granulata*, *A. beccarii* and *E. crispum* (Fig. 5). These species colonised all types of seabed, but this analysis showed that they were best developed on sandy substrates.

The second group was more variable and included samples collected from the 10-m isobath and the deepest samples located upstream of the outfall of the study area (with the exception of sample 6). The species grouped with these samples are *Elphidium excavatum* (Terquem) and *Quinqueloculina seminulum* (Linné).

The third group comprised the samples located just downstream of the outfall, containing samples 12–28 in the 15 m isobath. The third group is seen on the right in the figure (Fig. 5) with species typical of organic-rich substrates such as species of the

Table 2

Main sedimentological and micropalaeontological results of samples collected. Autochthonous: in situ assemblages.

Profiles	Samples	Dominant foraminiferal assemblage	Dominant stained foraminiferal assemblage.	Other organisms	Deep (z)	Ca3Ca (%)
I	1	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Textularia agglutinans</i> D'Orbigny.	22% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 12.5% <i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck), 10% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 10% <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods. Seagrass well-developed (<i>Posidonia oceanica</i>) Planktonic foraminifera (gender Rotaliina).	15	43
	2	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	26.3% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 18.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Mixed grassland colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i> , <i>Cymodocea nodosa</i>), Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	10	40.6
	3	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	22%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	5	39.2
II	4	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (D'Orbigny), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	29.5%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 23.5% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.		5	39.9
	5	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	15% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 15% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 13% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	Mixed grassland colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>). Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	10	40.8
	6	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker and Jacob), <i>Textularia pseudogramen</i> Chapman & Parr, <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	41.5% <i>Lobatula lobatula</i> (Walker and Jacob), 16% <i>Textularia pseudogramen</i> Chapman & Parr, 10% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 7.5% <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	Mixed grassland colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Posidonia oceanica</i> , <i>Cymodocea nodosa</i>). Fragments of mollusc: bivalves, gastropods. Marine ostracods. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	86.4
III	7	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson), <i>Eggerella scabra</i> (Williamson).	27% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 21.5% <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), 16% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	Near seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>). Fragments of mollusc.	15	31.3
	8	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	28.5% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 14% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Isolated seagrass <i>Posidonia oceanica</i> and <i>Caulerpa prolifera</i> .	10	41.3
	9	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	43.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).		5	43.94
IV	10	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné).	52%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).		5	39
	11	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli), <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	38% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 15% <i>Nonion commune</i> (D'Orbigny).	Fragments of molluscs: bivalves, and gastropods. Marine ostracoda. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.). Presence isolated of seagrass (<i>Posidonia oceanica</i>) and algae (<i>Caulerpa prolifera</i>).	10	41.2
	12	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Planorbulina mediterraneensis</i> D'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (D'Orbigny), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob).	28% <i>Planorbulina mediterraneensis</i> D'Orbigny.	Bottom colonised by seaweed, (<i>Dictyota dichotoma</i> , <i>Caulerpa prolifera</i>). Fragments of mollusc: bivalve and gastropods. Marine ostracoda. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	84
V	13	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (D'Orbigny), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	27% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 23% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Bottom colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>). Fragments of mollusc: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Decapod crustaceans. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	41.5
	14				15	33.4

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Profiles	Samples	Dominant foraminiferal assemblage	Dominant stained foraminiferal assemblage.	Other organisms	Deep (z)	Ca3Ca (%)
	15	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Triloculina affinis</i> (D'Orbigny), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	20%, <i>Triloculina affinis</i> (D'Orbigny), 14% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.	Fragments of molluscs: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	40.9
	16	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob) <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	33% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 24% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	86
	17	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	20.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods, scaphopods. Bryozoans, sponge spicules and calcareous algae. Algae (<i>Dictyota dichotoma</i>).	10	41.2
	18	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	28%, <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods.	10	40.5
	19	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny).	34% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 20% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 57% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	Presence of isolated <i>Posidonia oceanica</i> .	5	39.8
VI	20	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	38%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 31% <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).		5	47.5
	21	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	32.5%, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).		10	41.9
	22	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson). <i>Elphidium excavatum</i> (Terquem) (Euryhaline assemblage).	20% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 17% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 17% <i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson).	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropods.	15	40.3
VII	23	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Eggerella scabra</i> (Williamson).	No dominant species in the live fraction.	Fragments of molluscs: bivalves and gastropods. Marine ostracods. Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	15	40.8
	24	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	20%, <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.	Mixed grassland colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>) and seagrass (<i>Cymodocea nodosa</i>). Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> sp.).	10	40.5
	25	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.	34.5% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), 22% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 46% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).		5	49.1
VIII	26	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné).	25% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, 25% <i>Ammonia beccarii</i> (Linné).		5	35.9
	27	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Buccella granulata</i> (Di Napoli).	20.5% <i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny.	Bottom colonised by seaweed (<i>Caulerpa prolifera</i>).	10	38.9
	28	<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny, <i>Adelosina laevigata</i> (D'Orbigny), <i>Ammonia beccarii</i> (Linné), <i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob).			15	45.3

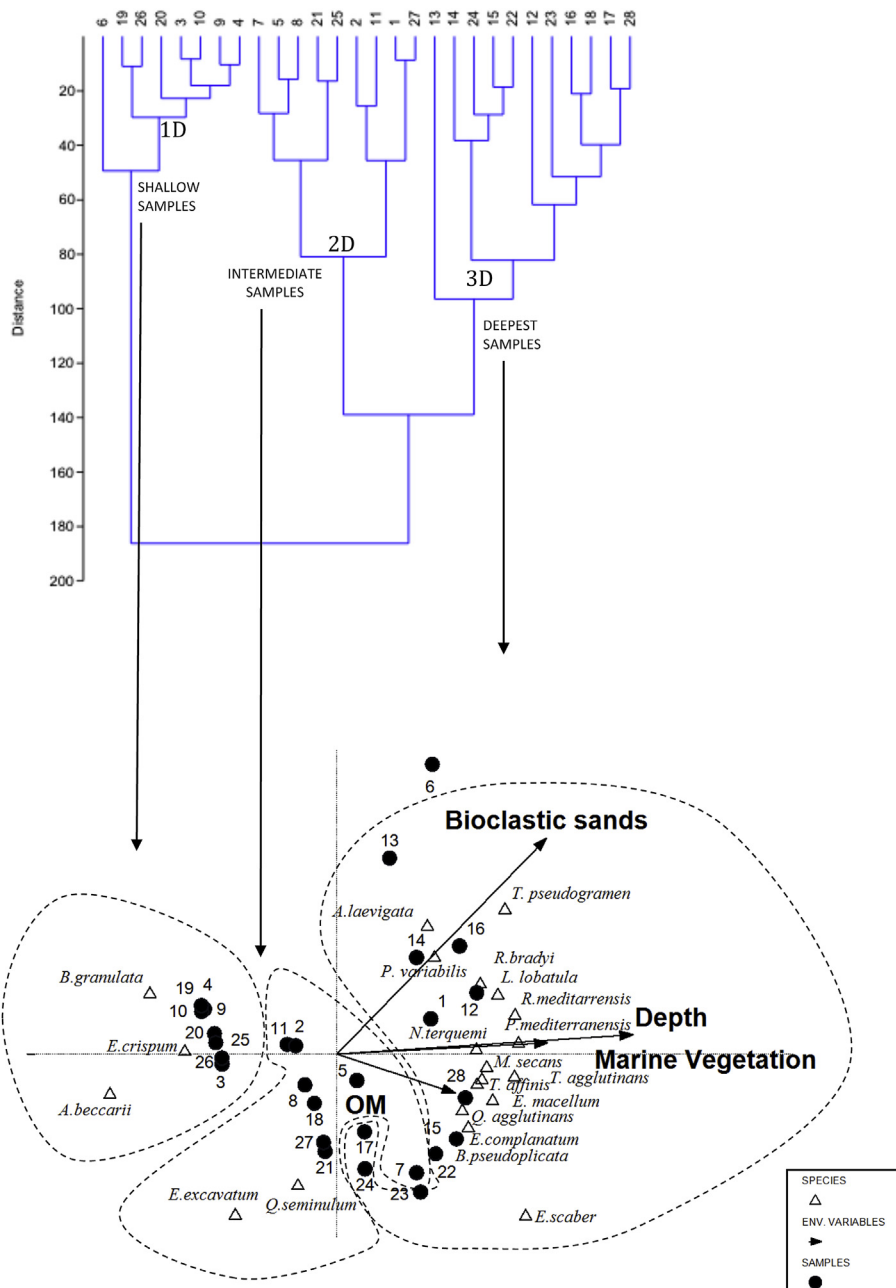


Fig. 5. Dead assemblage recognised in the study area. Multivariate analyses based in live benthic foraminifera: correlation between Cluster Q-type analysis of samples and distribution of species according the environmental variables, in the analysis by redundancy analysis (RDA). Organic matter: OM.

Textulariina order (*Textularia agglutinans* D'Orbigny and *Textularia pseudogramen* Chapman & Parr) and species typical of carbonate environments colonised by seagrass (*Planorbulina mediterraneensis* D'Orbigny, *Planorbulina variabilis* (D'Orbigny) and *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob)). Most of the species on the right in the figure have a short-lived mobile form (*A. laevigata*, *T. pseudogramen*, *Massilina secans* (D'Orbigny), *T. agglutinans*, *Triloculina affinis* (D'Orbigny) and *Quinqueloculina agglutinans* (D'Orbigny)).

3.4. Live assemblage analysis with environmental variables

The environmental variables selected by the forward selection procedure, and which therefore significantly influenced the distribution of the live assemblages were bioclastic sands, which

accounted for 49.1% of the explained variance of the data, followed by carbonates, which explained 20.4% of the variance. Bioclastic sands and calcium carbonate correlated positively with axis 1, while axis 2 correlated positively with organic matter and the presence of *P. oceanica* and *C. prolifera* (Table 1 and Fig. 6).

Cluster analysis was performed to establish whether there was any association between the samples with stained shells (Fig. 6). The multivariate cluster analysis assigned the samples into three groups. The first group, 1L, corresponds to samples closest to the shore. The species associated with this group (*A. beccarii* and *B. granulata*) are related to the high content in lithoclastic sands. The second group (2L) is very close to the 1L and it is characterised by a few species like the group 1L: *E. excavatum*, *Miliolinella circularis* (Bornemann), *A. mamilla*. The last group (3L) can be divided

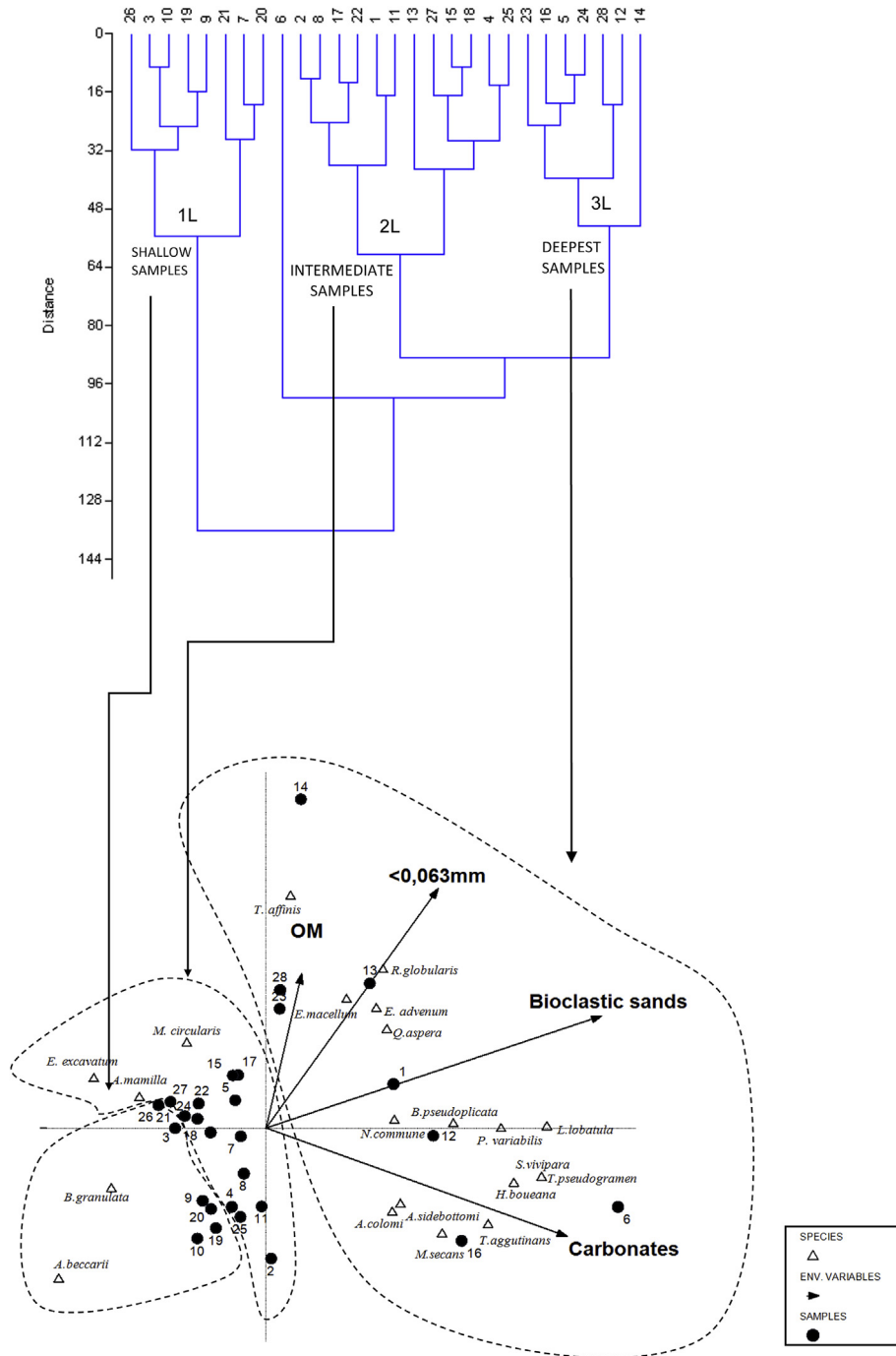


Fig. 6. Live assemblages recognised in the study area. Multivariate analyses based in live benthic foraminifera: correlation between Cluster Q-type analysis of samples and distribution of species according the environmental variables, in the analysis by redundancy analysis (RDA). Organic matter: OM, marine vegetation: *Caulerpa prolifera*, *Posidonia oceanica*, *Cymodocea nodosa*.

into two: one subgroup linked to organic matter and silt and clay, and the other linked to bioclastic sands and carbonates. The first one is characterised by the species *T. affinis*, *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *R. globularis*, *Elphidium advenum* (Cushman) and *Quinqueloculina aspera* (D’Orbigny). The second group comprised *P. mediterraneensis*, *P. variabilis*, *L. lobatula*, *Adelosina colomi* (Le Calvez), *T. agglutinans* and *T. pseudogramen*.

Sample 6 is represented independently, due to the difference caused by the increase in the Textulariina suborder (Fig. 6, Table 3) and a substrate heavily colonised by seagrasses and algae, together with high values of carbonates and organic matter.

3.5. Live assemblage analysis of the outfall

In order to assess the influence of the outfall in more detail, RDA was performed between the live assemblage affected by the discharge outfall and in the “control area” upstream of the outfall (Fig. 7).

In the chart corresponding to the “control area” (Fig. 7), axis 1 of the RDA accounted for 49.3% of the explained variance data, while axis 2 explained 13.6%. Calcium carbonate was positively correlated with axis 1. With regard to axis 2, the fraction <math><0.063\text{ mm}</math> (silt and clay) was positively correlated with depth, while the fraction 0.063–2 mm (sand) was negatively correlated.

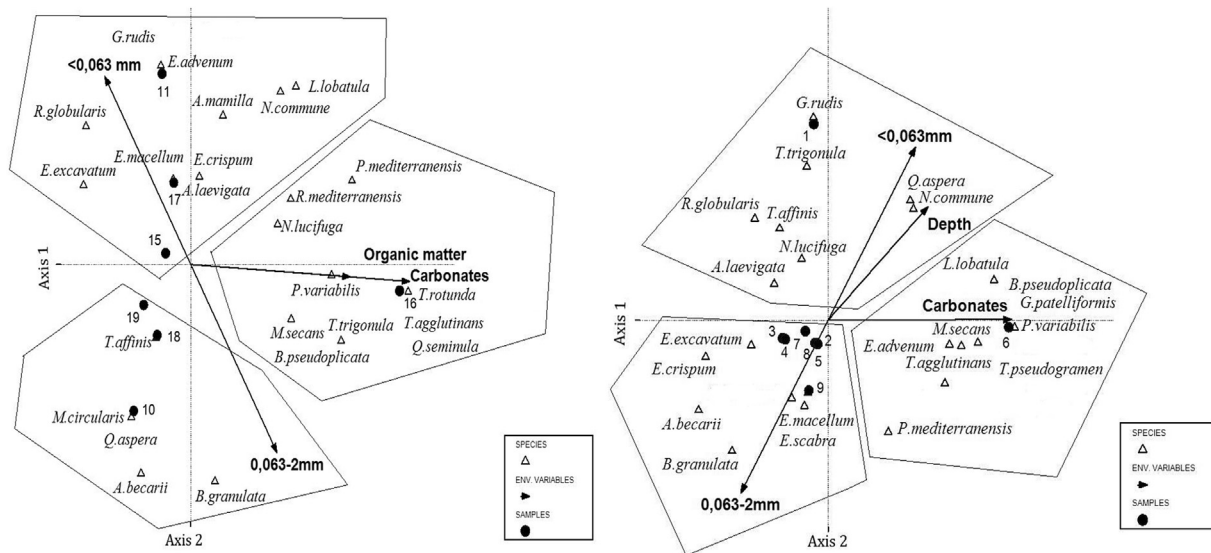


Fig. 7. Redundancy analysis (RDA). Arrows represented the environmental variables. Some species were deleted for a better comprehension of the graph. Right: control zone, left: outfall area.

Species *B. granulata* and *A. beccarii* showed a close correlation with the sand fraction and a negative relationship with depth. *Gaudryina rudis* (Wright), *A. laevigata*, *R. globularis* and *Nonion commune* are species typical of marine environments that colonise all types of seabed (Murray, 1991); in this study they were related to the clay silt fraction (<math><0,063\text{ mm}</math>). The species *P. variabilis*, *P. mediterraneensis*, *L. lobatula* and *T. agglutinans*, *M. secans* were associated with silty and clayey seabed and/or detrital substrates with *P. oceanica* and *C. nodosa*. Fig. 7 shows that sample 6 was best associated with calcium carbonate content, and sample 1 with the silt and clay fraction.

The dominant associations around the outfall (left side graph Fig. 7) were with the variables calcium carbonate, organic matter and grain size. Axis 1 fits best to calcium carbonate and organic matter variables. The association with these variables coincides with that found in the “control area” although new species appeared in the living assemblage such as *Triloculina rotunda* (D’Orbigny), *Quinqueloculina seminula* and *Rosalina mediterraneensis*, which are associated with the presence of detrital seagrass and muddy substrates (Colom, 1974). Axis 2 was positively correlated with the fraction <math><0,063\text{ mm}</math>; *A. mamilla* appeared as a new species not found in the “control area”. In the sand fraction the species *M. circularis* appears in the area of the outfall associated with sandy substrates (Alejo et al., 1999).

Sample 16 was isolated from the others; it was located at the mouth of the outfall, where, in addition, the amount of organic matter and carbonates was higher. Sample 11 had a higher silt and clay fraction content than neighbouring samples located at the same depth.

4. Discussion

There is a close relationship between depth, hydrodynamics, and distance from shore (Sen Gupta, 2002; Murray, 2006; Milker et al., 2009). We found that depth, energy conditions, the type of substrate (bioclastic), organic matter and the presence of the seagrass were the main factors influencing the distribution of the dead foraminiferal assemblages. RDA and cluster analysis corroborate the importance of the first factor in the grouping of the samples (Fig. 5), suggesting a major role for hydrodynamism in the depth

distribution of the foraminiferal assemblages. From the sedimentological point of view, the area analysed is characterised by a bioclastic sandy substrate, except the shallower samples that are dominated by lithoclastic sands. Greater depths, with lower energy conditions and the presence of other factors such as seagrass and seaweed, favour the production of bioclasts and therefore of foraminifera.

The sand content is especially abundant towards the south, between -10 and -15 m, where the breakwaters of the harbour of Siles act as sediment trap interrupting the longitudinal coastal current from north to south. Further south, the vast northern breakwater of the harbour of Sagunto stops the advance of sand in this coastal cell. The coarser sizes are detected at a location near the outfall (Fig. 2), largely due to increased biogenic remains. In other inner shelf studies (Magno et al., 2012) and littoral lakes (Carboni et al., 2009) the sandy substrate is a key variable in the distribution of foraminifera associations, even though there are no great variations in grain size.

With regard to the organic matter, although there is only a slight variation in the study area as a whole, there is a clear concentration around the outfall (Fig. 3). The larger proportion in the northern area may respond to the presence of debris of macroalgae and seagrass (rhizomes, roots and leaves), because the organic matter was analysed without any pre-treatment. As it is not degraded by microbes (Godshalk and Wetzel, 1978), it cannot be considered as readily available food for benthic organisms (Barras et al., 2014). The presence of seagrass is the fourth variable in the dead assemblages (and in the total assemblages), although it was degraded in the study area. The poor control of vegetation is probably due to the scarce thickness and patchy distribution of the seagrass (Magno et al., 2012).

In relation to the living assemblages, the main variables affecting the distribution of foraminifera are bioclastic sand substrate, the carbonate proportion and the organic matter content. The highest proportions of bioclastic sands correspond to samples with the highest numbers of living foraminifera. These samples also have high organic matter and carbonate content. Although the percentages of carbonate were obtained from the finer fraction (silt and clay), thus minimising the influence of biogenic carbonate, the abundance of this compound was probably due to the high

productivity of the medium colonised by *P. oceanica* and *C. nodosa*, which are highly developed in the northern part of the study area, since no source of carbonate of terrigenous origin is found. In the samples collected in these vegetated habitats we stress the richness of epiphytic species such as *P. mediterraneensis*, *P. variabilis*, and *L. lobatula* which are present in the dominant associations in both the living and dead assemblages. Carbonate content is responsible for the clustering of samples 12 and 16 and to a lesser extent sample 6, characterised by the presence of typical seagrass species (Fig. 6). The juvenile organisms found in the fine fraction might partially explain the importance of this environmental variable in the living assemblage distribution. The organic matter is the third variable that explains the distribution of living assemblages. In the outfall the darkening of the sediments caused by the increase in organic matter is particularly notable. According to Sen Gupta (2002), in shallow waters, benthic foraminifera respond to the flow of organic matter, since with low inputs there is an increase in the live fraction while very high inputs can generate anoxic conditions in the sediment. The input of organic matter does not produce anoxic conditions in the mouth of the outfall since it is here that the highest percentage of stained (live) foraminifera of the total survey area is recorded. Chemical analysis of the sediment also reflects the increase in the percentage of carbonates in the outfall area and in the bottom colonised by seagrasses and seaweeds, which promote the production of calcareous organisms (sample 6).

The comparison between living and dead assemblages and their relationship to the environmental variables indicate that dead assemblages could come from the living assemblages, since organic matter should not be a determining factor in the dead assemblage distribution.

Regarding the ecological and taphonomical information on the foraminifera, this study shows that in the deeper areas (–15 m) species diversity increases, as does the abundance of benthic foraminifera shells, associated with the lower energy of the medium and the increases in clay and silt fraction content and in carbonates and organic matter. The genera *Elphidium*, *Quinqueloculina* and *Trigona* colonise clayey, silty, sandy substrates, which are rich in carbonates and organic matter. In this study they are considered as ubiquitous, since they are present in all the different associations. The high diversity is particularly noticeable in the environs of the mouth of the outfall, even in the stained (live) fraction. The equitability index values indicate an even distribution of individuals between species, except in samples from the 5 m isobath in which species with resistant shells such as *A. beccarii* predominated (Table 3). According to Mateu-Vicens et al. (2010), foraminiferal assemblages from sediment associated with *Posidonia* and *Caulerpa* are similar in terms of taxonomic composition but differ in terms of the relative abundance of the diagnostic taxa (morphotype). Dominant foraminifera in *P. oceanica* are long-living, flat, encrusting, sessile species, and *Caulerpa* tend to be dominated by comparatively short-lived and temporally motile taxa. In this study the species that appear related to *P. oceanica* are above all *P. mediterraneensis*, *P. variabilis* and related with *Caulerpa* are *A. laevigata*, *T. pseudogramen*, *M. secans*, *T. agglutinans*, *T. affinis*, *Q. agglutinans*, *R. mediterraneensis*, *Rosalina bradyi* (Cushman), *L. lobatula*. There is a clear predominance of species of the Rotaliina suborder in all samples. The Miliolina suborder increases towards the south, coinciding with the sandy bottom and the lower presence of seagrass. This finding is at odds with previous studies in the Mediterranean (Colom, 1974; Usera and Blázquez, 1997) in which this suborder was found in abundant quantities in bottoms colonised by *P. oceanica*. The Textulariina suborder increases in samples that are richer in clay silt fractions (among them, sample 6).

Finally, in the outfall area, the presence of organic matter as a new environmental variable (it does not appear in the control area)

could be a consequence of the discharges from the outfall. In this zone the species found are the same as in the control area; however, the Textulariina suborder declines and there is a general increase in the abundance of epiphytic species. These sessile species increase as a direct result of colonisation by opportunistic algae *C. prolifera*, which settle in this organic matter-rich medium (Sanchez-Moyano et al., 2001). With regard to the suborder Textulariina, the species *Eggerelloides scaber* (Williamson) and *T. pseudogramen* disappear in the living assemblage of the outfall area and fall significantly in the dead assemblage. The reduction in the number of species (and number of shells) of this suborder in the living and dead assemblages may be due to methodological problems in identifying dyed shells in the species of this suborder or to the dissolution of the shells (species located near the outfall) into the sulphur-rich black sediment sulphide (Sen Gupta, 2002) respectively.

In order to assess the possible environmental pollution arising from discharge from the outfall, we evaluated the data provided by EPSAR (the company in charge of controlling the discharge). The data available for nitrites and heavy metals (zinc, mercury and lead) were under 10 µg/l, that is, within the permitted parameters. In addition, we did not observe foraminifera shells with anomalous chambers, which might have suggested a contaminated environment (Geslin et al., 2002; Guillem, 2008). The detailed analysis of the live assembly near the outfall and the control area confirms that the highest proportions of live shells are recorded in the outfall area. This area presents higher percentages of organic matter, although anoxia is not produced due to the high water turnover rate. Moreover, the impact of the discharge plume is lower downstream and the associations found suggest that the plume tends to move south-east, away from the coastal area, moving out to the sea. These inputs may be a source of nutrients for organisms located in deeper waters, bearing in mind the direction of the plume and local circulation patterns. The presence of dead bushes near the outfall suggests the destruction of seagrass meadows possibly due to the effect of the discharge, which is capitalised upon by opportunistic algae such as *C. prolifera*. However, from the point of view of the benthic communities, this species is not a system as rich and structured as the seagrasses but allows the development of populations of organisms, especially in environments with high organic matter inputs.

5. Conclusions

- (1) The environmental variables on the inner shelf and shoreface that best explain the dead foraminifera distribution are bathymetry and grain-size composition of substrate, both related to the hydrodynamism in the area. In the (stained) living assemblage, these environmental factors are the bioclastic sands and the calcium carbonate content.
- (2) The most common species in the study area are *A. beccarii*, *R. globularis*, *B. granulata*, *P. mediterraneensis* and *L. lobatula*.
- (3) We identified distinct assemblages in three isobaths. In the shallower surface samples (5 m isobath), sand accounted for 95% of the composition of these samples and their biogenic component was low. The foraminifera shells were eroded, of a similar size and compact, characteristic of a selective, energetic medium. The living assemblages were dominated by the species *A. beccarii*. In the dead assemblages, in addition to *A. beccarii*, species such as *B. granulata*, *R. globularis* and *A. mamilla* were also found. The percentage of stained shells was around 17–28%.
- (4) In the 10 m isobath there was a greater proportion of foraminifera and biogenic debris. Well-preserved heterometric shells were found. The dominant species in the living

assemblage were *A. beccarii* and *R. globularis* and the proportion of stained shells was between 12% and 20% of all the shells analysed. The dead assemblage also included the species *B. granulata*, *A. laevigata*, *A. mamilla*, *Q. bicornis*.

- (5) Species diversity is very high, especially at –15 m. Epiphytic species such as *P. mediterraneensis*, *L. lobatula*, *P. variabilis*, *M. secans*, associated mainly with colonisation by *C. prolifera* and *P. oceanica*. Abundant species and individuals appear with optimal shell conservation. The Textulariina suborder was much more abundant here than in other locations. The stained shells were more frequent at this depth and the diversity index was higher.
- (6) The input from the outfall located in the study area does not have a negative effect on the foraminifera assemblages. *C. prolifera* is not a system as rich and structured as the seagrasses (*P. oceanica* and *C. nodosa*) but allows the development of populations of organisms, especially in environments with organic matter inputs. The direction of the discharge plume does not have pernicious effects on the water in bathing areas, and is a potential source of nutrients for deep water. No heavy metal contamination is observed; however, given the cumulative nature of heavy metals, controls should be carried out in the future to quantify changes in bottom communities.

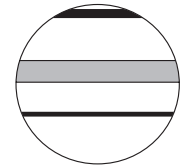
Acknowledgements

The authors are grateful to the anonymous reviewers for their valuable comments, which greatly improved this article. This work was financed by the project UCV/2009-006-001, UCV/2011-006-013 and UCV/2012-006-003 from Universidad Católica de Valencia and GV/2009/129 from Generalitat Valenciana.


References

- Alejo, I., Austin, W.E.N., Francés, G., Vilas, F., 1999. Preliminary investigations of recent foraminifera of Baiona Bay, N.W. Spain. *J. Coast. Res.* 15, 413–427.
- Barras, C., Jorissen, F.J., Labruno, A., Boissery, P., 2014. Live benthic foraminiferal faunas from the French Mediterranean Coast: towards a new biotic index of environmental quality. *Ecol. Indic.* 36, 719–743.
- Bergamin, L., Romano, E., Foino, M.G., Bianchi, J., Colasanti, A., Ausili, A., 2009. Benthic foraminifera from the coastal zone of Baia (Naples, Italy): assemblage distribution and modification as tools for environmental characterisation. In: Romano, E., Bergamin, L. (Eds.), *Foraminifera and Marine Pollution*. *Mar. Pollut. Bull.* 59, 234–244.
- Bergin, F., Kucuksezgin, F., Uluturhan, E., Barut, I.F., Meric, E., Avsar, N., Nazik, A., 2006. The response of benthic foraminifera and ostracoda to heavy metal pollution in Gulf of Izmir (Easter Aegean Sea). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 66, 368–386.
- Blázquez, A.M., 1996. Plataforma continental interna: Facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos (entre la Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa). *Cuad. Geogr.* 59, 3–26.
- Blázquez, A.M., Alcántara-Carrió, J., 2009. Foraminíferos bentónicos actuales como indicadores de la dinámica sedimentaria en el tramo costero entre los puertos de Sagunto y Siles (Valencia): Resultados preliminares. In: II International Symposium in Marine Sciences, Vigo, 2009.
- Blázquez, A.M., Ferrer, C., 2012. Role of human actions on landscape changes since the Upper Holocene in the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena* 97, 31–40.
- Blázquez, A.M., Usera, J., 2010. Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the Elx coastal lagoon (Alicante, Spain). *Quat. Int.* 221, 68–90.
- Bouchet, V.M.P., Alve, E., Rygg, B., Telford, R.J., 2012. Benthic foraminifera provide a promising tool for ecological quality assessment of marine waters. *Ecol. Indic.* 23, 66–75.
- Buzas, M.A., 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *J. Paleontol.* 64, 842–843.
- Carboni, M.G., Succì, M.C., Bergamin, L., Di Bella, L., Frezza, V., Landini, B., 2009. Benthic foraminifera from two coastal lakes of southern Latium (Italy). Preliminary evaluation of environmental quality. *Mar. Pollut. Bull.* 59, 268–280.
- Colom, G., 1974. Foraminíferos ibéricos. *Investig. Pesq.* 38 (1), CSIC. 245 pp.
- Contreras-Rosales, L.A., Koho, K.A., Duijnste, I.A.P., de Stiger, H.C., Garcia, R., Koning, E., Epping, E., 2012. Living deep-sea benthic foraminifera from the Cap de Creus Canyon (western Mediterranean): faunal–geochemical interactions. *Deep-Sea Res.* 64, 22–42.
- Cusuminsky, G., Martínez, D., Bernasconi, E., 2006. Foraminíferos y ostrácodos de sedimentos recientes del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Rev. Esp. Micropaleontol.* 38, 395–410.
- Denebay, J.-P., Fernandez, J.-M., 2009. Benthic foraminifera records of complex anthropogenic environmental changes combined with geochemical data in a tropical bay of New Caledonia (SW Pacific). *Mar. Pollut. Bull.* 59, 311–322.
- Donnici, S., Serandrei-Barbero, R., 2002. The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf. *Mar. Micropaleontol.* 44 (3–4), 93–123.
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174.
- Ferraro, L., Sprovieri, M., Alberico, I., Lirer, F., Prevedello, L., Marsella, E., 2006. Benthic foraminifera and heavy metals distribution: a case study from de Naples Harbour (Tyrrhenian Sea, Southern Italy). *Environ. Pollut.* 142, 274–287.
- Fisher, R.A., Corvet, A.S., Williams, C.B., 1943. The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *J. Anim. Ecol.* 12, 42–58.
- Fontanier, C., Fabri, M.C., Buscail, R., Biscara, L., Koho, K., Reichart, G.J., Cossa, D., Galaup, S., Chabaud, G., Pigot, L., 2012. Deep-sea foraminifera from the Cassidaigne Canyon (NW Mediterranean): assessing the environmental impact of bauxite red mud disposal. *Mar. Pollut. Bull.* 64, 1895–1910.
- Foster, W.J., Chatlet, E.A., Rogerson, M., 2012. Testing benthic foraminiferal distributions as a contemporary quantitative approach to biomonitoring estuarine heavy metal pollution. *Mar. Pollut. Bull.* 64, 1039–1048.
- Frontalini, F., Coccioni, R., 2011. Benthic foraminifera as bioindicators of pollution: a review of Italian research over the last three decades. *Rev. Micropaleontol.* 54, 115–127.
- Geslin, E., Debenay, J.P., Duleba, W., Bonetti, C., 2002. Morphological abnormalities of foraminiferal tests in Brazilian environments: comparison between polluted and non-polluted areas. *Mar. Micropaleontol.* 45, 151–168.
- Godshalk, G.L., Wetzel, R.G., 1978. Decomposition of aquatic angiosperms III. *Zostera marina* L. and a conceptual model of decomposition. *Aquat. Bot.* 5, 329–354.
- Goineau, A., et al., 2011. Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): environmental controls on a river-dominated shelf. *J. Sea Res.* 65 (1), 58–75.
- Guillem, J., 2008. *Tafonomía, Taxonomía y Ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torreblanca* (Tesis doctoral). Universitat de València, 523 pp.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: palaeontological statistics package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4 (1), 9.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2008. PAST Palaeontological Statistics, Ver. 1.81. Software documentation.
- Harrison, P.G., 1989. Detrital processing in seagrass systems: a review of factors affecting decay rates, remineralization and detritivory. *Aquat. Bot.* 35, 263–288.
- Irabien, M.J., Cearreta, A., Leorri, E., Gómez, J., Viguri, J., 2008. 130 Year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): implications for environmental management. *Mar. Pollut. Bull.* 56, 1719–1727.
- Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment–water interface. In: Gupta, S. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 161–179.
- Klap, V.A., Hemminga, M.A., Boon, J.J., 2000. Retention of lignin in seagrasses: angiosperms that returned to the sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 194, 1–11.
- Le Calvez, Y., Cesana, D., 1972. Detection de l'état die vie chez les foraminifères. *Ann. Paleontol. (Invertebr.)* 58, 129–134.
- Leorri, E., Cearreta, A., 2009. Recent sea-level changes in the southern Bay of Biscay: transfer function reconstructions from salt-marshes compared with instrumental data. *Sci. Marina* 73, 287–296.
- Leps, J., Smilauer, P., 2005. *Multivariate Analysis of Ecological Data Using CANOCO*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1987. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- Magno, M.C., Bergamin, L., Foino, M.G., Pierfranceschi, G., Venti, F., Romano, E., 2012. Correlation between textural characteristics of marine sediments and benthic foraminifera in highly anthropogenically-altered coastal areas. *Mar. Geol.* 315–318, 143–161.
- Martin, R.E., 2000. *Environmental Micropaleontology*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 481 pp.
- Martin, R.E., Steinker, D.C., 1973. Evaluation of techniques for recognition of living foraminifera. *Compass* 50, 26–30.
- Mateu, G., 1970. Estudio sistemático y bioecológico de los foraminíferos vivientes de los litorales de Cataluña y Baleares. *Trab. Inst. Esp. Oceanogr.* 38, 1–84.
- Mateu-Vicens, G., Box, A., Deudero, S., Rodríguez, B., 2010. Comparative analysis of epiphytic foraminifera in sediments colonized by seagrass *Posidonia oceanica* and invasive macroalgae *Caulerpa* spp. *J. Foraminif. Res.* 40, 134–147.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Martins, V., 2004. Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Mar. Micropaleontol.* 51, 171–192.
- Milker, Y., Schmiel, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., Siccha, M., 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.* 73, 207–225.
- Mojtahid, M., Jorissen, F., Pearson, T.H., 2008. Comparison of benthic foraminiferal and macrofaunal responses to organic pollution in the Firth of Clyde (Scotland). *Mar. Pollut. Bull.* 56, 42–76.
- Morvan, J., Debenay, J.-P., Jorissen, F., Redois, F., Bénéteau, E., Delplancke, M., Amato, A.S., 2006. Patchiness and life cycle of intertidal foraminifera:

- implication for environmental and paleoenvironmental interpretation. *Mar. Micropaleontol.* 61, 131–154.
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific and Technical, 397 pp.
- Murray, J.W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Patterson, R.T., Fishbein, E., 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *J. Paleontol.* 63, 245–248.
- Rey, J., Fernández Salas, L., Blázquez, A., 1999. Identificación de las unidades morfo-sedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. In: *Geología i Quaternari litoral. Memorial M.P. Fumanal*, pp. 403–418.
- Rodríguez-Lazaro, J., Pascual, A., Martínez García, B., 2013. Recent benthic foraminifera as indicator of the sedimentary dynamics of the Tina Mayor and Tina Menor estuaries (S Bay of Biscay, N Spain). *J. Mar. Syst.* 109–110, S213–S232.
- Sanchez-Moyano, J.E., García-Adiego, E.M., Estacio, F.J., García-Gómez, J.C., 2001. Influence of the density of *Caulerpa prolifera* (Chlorophyta) on the composition of the macrofauna in a meadow in Algeciras bay (Southern Spain). *Cienc. Mar.* 27 (1), 47–71.
- Sanders, H.L., 1960. Benthic studies in Buzzards Bay. III. The structure of the soft-bottom community. *Limnol. Oceanogr.* 5, 138–153.
- Schönfeld, J., et al., 2012. The FOBIMO (FOraminiferal Blo-MONitoring) initiative towards a standardised protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies. *Mar. Micropaleontol.* 94–95, 1–13.
- Scott, D.B., Medioli, F.S., 1980. Living vs total foraminiferal populations: their relative usefulness in paleoecology. *J. Paleontol.* 54, 814–831.
- Sejrup, H.P., Birks, H.J.B., Klitgaard Kristensen, D., Madsen, H., 2004. Benthonic foraminiferal distributions and quantitative transfer functions for the north-west European continental margin. *Mar. Micropaleontol.* 53, 197–226.
- Sen Gupta, B. (Ed.), 2002. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 217–235.
- Shannon, C.E., Wiener, W., 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana, USA, 117 pp.
- Ter Braak, C.J.F., Smilauer, P., 2002. *CANOCO Reference Manual and Canodraw for Windows User's Guide (Version 4.5)*. Microcomputer Power, Ithaca, NY, USA.
- Usera, J., Blázquez, A.M., 1997. Influencia del sustrato en la distribución y ecología de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Rev. Esp. Micropaleontol.* XXIX (2), 85–104.
- Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J., Alberola, C., 2002. Biochronological interest of foraminifera lived in restricted environments: applications to the study of Western Mediterranean Holocene. *Quat. Int.* 93–94, 139–147.
- Walkley, A., Black, I.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining organic carbon in soils: effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.* 63, 251–263.
- Walton, W.R., 1952. Techniques for recognition of living Foraminifera. *J. Foraminifer. Res.* 3, 56–60 (special publication).
- Yang, H., Flower, R., 2009. A portable hand-operated sampler for shallow-water surface sediments with special reference to epipelagic communities. *J. Paleolimnol.* 42, 317–324.



Environmental evolution and mid-late Holocene climate events in the Valencia lagoon (Mediterranean coast of Spain)

The Holocene
1–16
© The Author(s) 2016
Reprints and permissions:
sagepub.co.uk/journalsPermissions.nav
DOI: 10.1177/0959683616645940
hol.sagepub.com


Pilar Carmona,¹ José-Miguel Ruiz-Pérez,¹ Ana-María Blázquez,²
María López-Belzunce,² Santiago Riera³ and Héctor Orengo⁴

Abstract

Integration of geomorphological, stratigraphic, malacological, sedimentological and micropalaeontological techniques and ¹⁴C dating allows us to characterise the processes and evolution of the coastal barrier–lagoon system of Valencia (Spain), from the middle Holocene to the historical epoch, as well as the responses to global climate events. Four stages are recognised. Phase 1: around 8240 ± 80 cal. yr BP, a brackish lagoon of moderate energy and in restricted environment was formed, with an energy peak that could correspond to the maximum Holocene marine transgression. Dating (8240 ± 80 cal. yr BP) carried out in peat corresponds to a cold cycle and low water levels in inland lakes of the western Mediterranean. Phase 2: from 6450 cal. yr BP to 3710 ± 130 cal. yr BP, a lagoon remained, in restricted environment and connected with the sea, but with a notable energy decrease and recurrent saturation processes similar to those described in other Mediterranean continental lakes. This phase is contemporaneous with a period of increase in the aridity trend and global cold cycles. Phase 3: from 3710 ± 130 cal. yr BP, a brackish lagoon without marine connection was formed. Towards 820 ± 90 cal. yr BP, a shift to a totally isolated lagoon environment took place (changing from brackish lagoon to freshwater). This process is coeval with a palaeohydrological phase of high flooding frequency in the river flood plains of Spain and Southern France. Phase 4: freshwater lagoon environment becomes a widespread flood plain. During a phase of high frequency and magnitude of floods ('Little Ice Age'), the flood plain is formed on the top level of the sequence. Phases and processes recorded in sedimentation could be placed in relation with global mid-to-late Holocene events.

Keywords

coastal barrier–lagoon, environmental changes, flood plain, foraminifera, Mediterranean Sea, middle–late Holocene events

Received 12 June 2015; revised manuscript accepted 4 March 2016

Introduction

The Mediterranean coastal lagoon–barrier systems were formed after the last glacial episode, with the global rise in Holocene sea level and formation of morphologically indented shorelines and estuaries along the low-lying alluvial coasts. Due to the significant tectonic activity, the Mediterranean region shows considerable variation in the altimetric position of sea level during the Holocene. According to Pirazzoli (1991, 2005), the altimetric maximum (about 2 m a.s.l.) was reached around 6000–5000 yr BP, subsequently followed by a gradual descent to the current level. When the sea level stabilised, the sediment deposits from rivers (ordinary flows and floods) formed gravel beach barriers and spits around river mouths. Behind these barriers, enormous volumes of clay and silt draped and buried the drowned glacial coastline (Stewart and Morhange, 2009). Complex associations of flood plain, coastal lagoons and deltas like those of the rivers Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998; Boyer et al., 2005; Bruneton et al., 2001), Tiber (Amorosi and Milli, 2001; Bellotti et al., 1994), Ombrone (Bellotti et al., 2004), Arno (Amorosi et al., 2008; Rossi et al., 2011), Turia–Júcar (Carmona and Ruiz, 2011), among others, were formed during this period. Although the stabilisation of sea level and availability of sediment has important variables in this process, interdisciplinary research has brought to light the importance of other fundamental factors, such as the palaeogeography of the lagoonal environment and the specific fluvial and

marine sedimentary dynamics in each case study. In historical times, there were still many wetland environments on the low-lying alluvial Mediterranean coasts, which were only completely filled in quite recently, during the Middle Ages and Modern Period (Grove and Rackham, 2001).

In addition to works related with eustatic sea level curves and coastal geomorphological dynamics, recent research has revealed the climatic variability of the Holocene. These variations have been very frequent (multidecadal to multicentennial timescales) and their fluctuations between warm and cold and humid and arid cycles are well documented in the scientific literature (Bond et al., 1997, 2001; Denton and Karlén, 1973; Mayewski et al.,

¹Department of Geography, University of Valencia, Spain

²Environmental and Marine Sciences Research Institute, Catholic University of Valencia, Spain

³Department of Prehistory, Ancient History and Archaeology, University of Barcelona, Spain

⁴Department of Archaeology, The University of Sheffield, UK

Corresponding author:

Pilar Carmona, Department of Geography, University of Valencia, Avda. Blasco Ibáñez 28, Valencia 46010, Spain.
Email: Pilar.Carmona@uv.es

2004; Wanner et al., 2008, 2011). In the North Atlantic region, Holocene climate events recorded in different palaeoclimate records have been shown to be correlated in time and closely related with glacial advance and retreat phases (Denton and Karlén, 1973). Moreover, several studies indicate that they are also synchronous with changes recorded in sea surface temperature in lower latitudes (Cacho et al., 2001; DeMenocal et al., 2000).

Specifically, in the Mediterranean basin extreme hydrological events have been found to be an inherent component of past (Holocene) and present hydrology. For this reason, an important part of palaeoenvironmental Holocene research has focused on identifying phases of high frequency and magnitude of floods related with climatic variability (Benito et al., 2008, 2015; Macklin and Woodward, 2009; Macklin et al., 2006; Thorndyraft and Benito, 2006a, 2006b). In the Mediterranean basin, several research works document a centennial to multicentennial see-saw pattern in flooding, indicating bipolar hydroclimatic conditions during the Holocene. In the western Mediterranean region, periods with more frequent floods coincide with transitions to cooler and wetter climates, while flood frequency in Northern Africa is linked with drier climate and in the eastern Mediterranean with wetter conditions (Benito et al., 2015).

On the other hand, in the western Mediterranean area, sedimentary records on valleys and flood plains have provided ample data on geomorphologic responses to Holocene hydroclimatic oscillations. In alluvial environments from the NE of Spain, different phases of incision and accumulation are identified on slopes and valley bottoms (Constante et al., 2011; Gutiérrez and Peña, 1998; Peña et al., 1993, 1996; Sancho et al., 2008). Palaeohydrological research in the Medjerda valley (Northern Tunisia) has identified alternating phases of aggradation and soil formation (Fletcher and Zielhofer, 2013; Zielhofer and Faust, 2008; Zielhofer et al., 2004). Likewise, Holocene fluvial research in the Italian Peninsula has provided large amounts of data on great floods in the Tiber river (Camuffo and Enzi, 1995) and Holocene geomorphic activity related to climate change (Giraudi et al., 2011; Piccarretta et al., 2011). Finally, several morphogenetic phases related to Holocene climatic variability have been identified in the lower Rhône basin (south of France) (Arnaud-Fassetta et al., 2010).

We should also stress that palynological, sedimentological and geochemical analyses, mainly carried out on continental lakes of the Western Mediterranean, reveal changes in vegetation dynamics, prominent peaks of xerophytes and, particularly, water level fluctuations which have been related with global climatic oscillations in the Holocene (Carrion, 2002; González-Sampériz et al., 2006; Jalut et al., 2000; Jiménez-Moreno et al., 2015; López-Blanco et al., 2012; Magny et al., 2007, 2009, 2011; Moreno et al., 2008). However, for the past 2500 years the answer seems to have been conditioned by both Holocene climatic variability and by human action (Burjachs et al., 1997; Butzer, 2005; Pérez-Obiol et al., 2011; Riera et al., 2004).

Coastal lagoons and flood plains are environments highly vulnerable to global warming and the rapid rise in sea level, as they are very exposed to processes such as flooding, subsidence, sediment scarcity and coastline erosion (Anthony et al., 2014; McCarthy et al., 2001). Our study focuses on the coastal lagoon of Valencia, located in an alluvial plain of the Spanish Mediterranean coast. The morphology of this plain is characterised by alternating small coastal barrier-lagoons, flood plains and deltas of river system tributaries (Figure 1). For this reason, the Holocene evolution is closely linked with specific lagoonal and marine processes as well as fluvial dynamics. These coastal lagoon environments preserve an almost continuous record of Pleistocene and Holocene intervals (Torres et al., 2014; Viñals, 1991). On a Holocene timescale, marine, continental and transitional environments have been characterised in several cores. Many studies

have addressed eustatic changes in sea level (Blázquez, 2005; Blázquez and Usera, 2010; Torres et al., 2014; Viñals, 1991; Viñals and Fumanal, 1995) and others have provided data on geomorphological and environmental changes on the Holocene (Blázquez and Ferrer, 2012; Carmona and Ruiz, 2011; Ferrer and Blázquez, 2012; Goy et al., 2003; López-Buendía et al., 1999; Marco-Barba et al., 2013a, 2013b; Mediato and Santisteban, 2006; Ruiz and Carmona, 2005; Zazo et al., 2008).

Assessing future impacts on these highly dynamic coastal environments calls for appropriate knowledge of their processes, as well as the changes they have undergone in different timescales. Valencia's barrier-lagoon system is one of the most important on the Spanish Mediterranean coast. Previous research showed that inland deltas and flood plains of the tributary rivers (Turia and Júcar) formed the infill of the late-Holocene palaeolagoon (Carmona and Ruiz, 2011, 2014; Rosselló, 1972; Ruiz and Carmona, 2005). In this context, the main aims of this article are as follows: (a) to analyse the geomorphological processes and evolution of a sector of the lagoon from the middle Holocene to the historical epoch and (b) characterise the possible responses of the geomorphological system to middle-late Holocene climate events. To this end, we rely on a detailed geomorphological study of the coastal barrier-lagoon and flood plain systems and analysis of the sedimentology, malacology and foraminifera of a well dated record (^{14}C) obtained in the northern sector of the lagoon.

Geographical setting of the study area

The coastal lagoon of Valencia is located in the transition area of the Iberian system and External Prebetic zone of the Betic Cordillera, affected by extensional tectonics during the Neogene period (Simón, 1984; Vegas, 1992) (Figure 1). The distensive processes compartmentalised the coast into staggered blocks towards the coast, orienting a NE-SW strip of Pleistocene alluvial fans. The distal part of the fans overlaps the Holocene coastal alluvial plain formed by flood plains and lagoon-barrier systems (Figure 1). From the dynamic perspective, coastal processes are controlled by waves, wind and longshore drift (N-S). The tidal influence, with average daily oscillation around 15 cm, is negligible. Sediment delivery from the river mouths to the coast has shaped successive systems of wave dominated deltas slightly prominent seawards in the main rivers (Ruiz and Carmona, 2005). The barrier beaches of these deltas link to the coastal lagoon-barrier systems whose Holocene dynamic has been widely studied on the adjacent continental shelf (Albarracín et al., 2012; Alcántara et al., 2012). The rivers Turia and Júcar flow across the coastal plain, with extraordinary floods having exceeded 3700 and 15,000 m³/s, respectively (Carmona and Ruiz, 2000). During the Holocene, a common inland delta of both rivers would be the basis of the formation and filling of the lagoon (Rosselló, 1972; Ruiz and Carmona, 2005). Over recent millennia, the riverine inputs of these watercourses have formed two contiguous flood plains in the lagoon's continental perimeter. The lagoon now has a water surface of 25–28 km² and a maximum depth around 160 cm (Rosselló, 1995).

Geomorphological features of the coastal plain

Interpreting georeferenced historical maps (18th and 19th centuries), LiDAR (Light Detection and Ranging) altimetry (MDT) and a photomosaic (orthophoto) of year 1956 of the lagoon environment allowed us to characterise a geomorphological model consisting of several sub-environments such as lagoons, freshwater marshes, flood basins, flood plains, fluvial levees and coastal sand barriers (Figures 1 and 2).

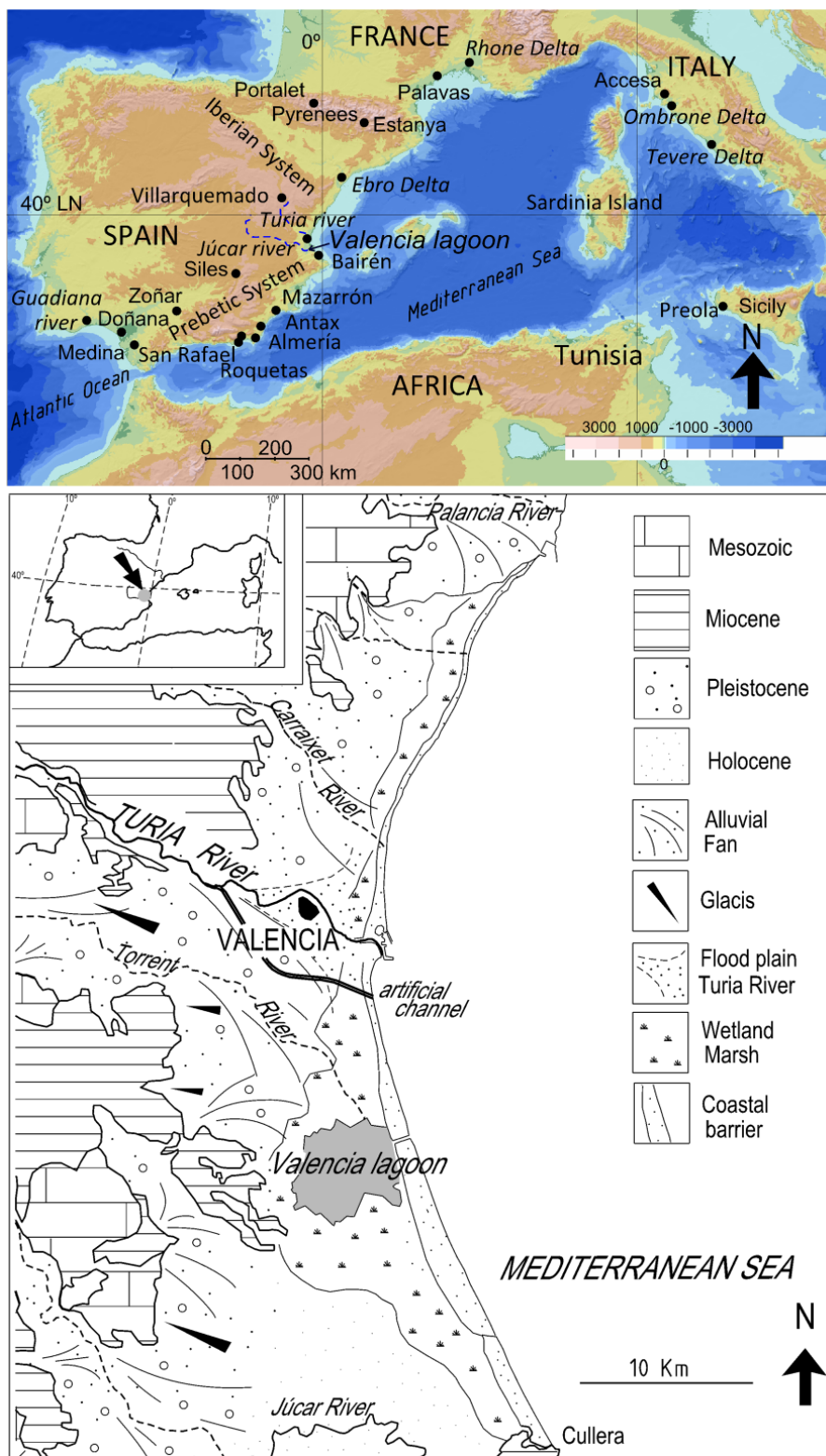


Figure 1. Upper: location of the lagoon of Valencia in the Iberian Peninsula and sites mentioned in the text. Guadiana river (Fletcher et al., 2007); Doñana (Jiménez-Moreno et al., 2015); Antas, San Rafael, Roquetas de Mar (Pantaleón-Cano et al., 2003); Villarquemado (Aranbarri et al., 2014); Zoñar (Martín-Puertas et al., 2008); Siles (Carrión, 2002); Mazarrón (Navarro-Hervás et al., 2014); Stanya (Morellón et al., 2009); Medina (Reed et al., 2001). Lower: Morphological patterns of the Valencian coastal plains.

The lagoon

Historical cartography (the 300 last years) enabled us to analyse the evolution of the lagoon perimeter and transformation of the environment into a flood plain. The geomorphological processes are related to lagoonal inland delta progradation and accretion of alluvial levees on the shores of the lagoon. These processes determine a progressive evolution towards continentalisation.

Change starts with the compartmentalisation of the lagoon into topographically depressed areas (flood basins) with different degrees of siltation. This process causes the emergence of a diversity of transitional wetlands. Many of these environments are recently formed. According to historical cartography, in the 18th century the lagoon shore extended roughly 4–5 km further north than it does today and, in that era, the freshwater marshes

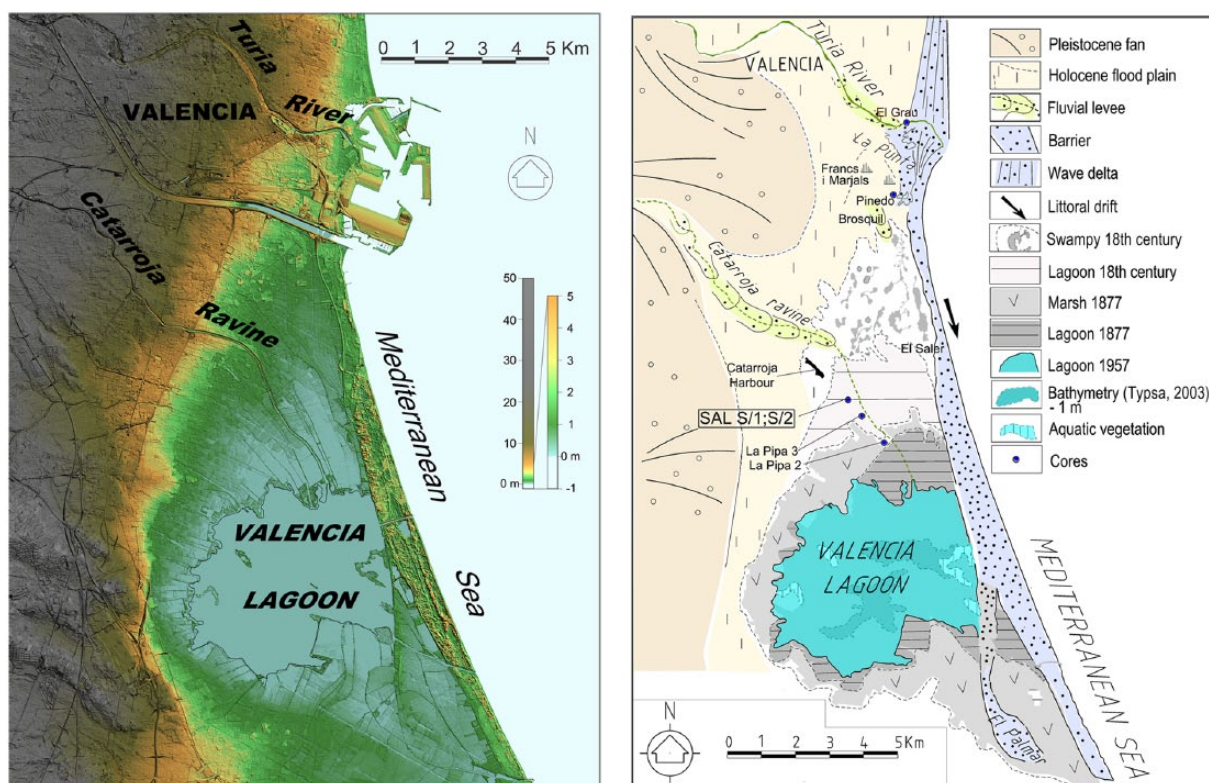


Figure 2. Left: Digital Elevation Model LIDAR (Light Detection and Ranging) 1 m. Right: Geomorphological map of the coastal barrier–lagoon of Valencia through time. The lagoon of 19th century corresponds to Sea Chart of 1877 (Ruiz and Carmona, 2005). The lagoon of 18th century corresponds to ‘*Mapa de reposición de mojones de los límites de la Albufera*’ (Carmona and Ruiz, 2014). Location of other previous cores around the Valencia lagoon discussed in the text.

of the lagoon’s perimeter extended several km northwards, where they connected with wetlands of the medieval epoch (Carmona and Ruiz, 2014) (Figure 2). Wetland environments around the lagoon have undergone an alluviation process and have been drained, cultivated and built upon in historical times (Carmona, 1990; Glick, 1970; Ruiz, 2002; Sanchis, 2001).

The current assemblage of foraminifera in Valencia’s lagoon has not yet been studied. In any case this lagoon is highly anthropised today and current foraminifera distribution would not serve as a reliable indicator to compare with that present in a natural environment. This is particularly true for assemblages found in levels prior to the 18th/19th century. Ostracod palaeo-interpretations clearly indicated a previous brackish stage (prior to 1850) that changed to a freshwater environment (Marco-Barba et al., 2013a). Now, it is an oligohaline coastal lagoon. According to Soria et al. (2005), the lagoon currently is freshwater and its conductivity level does not exceed $2000 \mu\text{S}/\text{cm}$. The lagoon waters correspond to the following relations: $\text{SO}_4 = >> \text{Cl} > \text{AIK}$ and $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+$ (Vicente and Miracle, 1992).

The flood plains

The long stretch of low or zero gradient (between 0 and 1 m a.s.l.) around the lagoon today seems to be compartmentalised by gentle topographic prominences of elongated layout, corresponding to the fluvial levees of ancient deltaic mouths of the Turia river (Brosquil) and the ephemeral stream of Catarroja. Among the levees, there are flood basins of plane topography depressed by several decimetres. Alluvial surfaces of convex morphology extend inland, constituting the continental flood plain of the affluent rivers. All these wetland sub-environments are sheltered from marine influence by the medieval alluvial ridge of the Turia (la Punta) and its extension into the narrow

coastal barrier (Carmona and Ruiz, 2014; Ruiz and Carmona, 1999).

Today, the entire perimeter of the lagoon is affected by overflowing of the main tributary river systems of Turia and Júcar and the ephemeral stream of Catarroja. Thus, the wetland environments of the lagoon’s perimeter appear buried under a flood plain layer roughly 2 m thick, deposited mainly in historical times, especially in Medieval and Modern intervals (Carmona, 1990; Carmona and Ruiz, 2011; Carmona et al., 1994). It is important to highlight that river flooding events have been a recurrent process since the late-Holocene. In the palaeohydrological and geoarchaeological record of the Turia river flood plain, we identified two phases of high flooding frequency and magnitude; the oldest corresponds to a period from Bronze Final period (2750 cal. yr BP) and the second, more recent, to Islamic times (11th century; 1000 cal. yr BP) (chronology derived from archaeological remains) (Carmona and Ruiz, 2011) (Figure 3). A third phase, corresponding to the ‘Little Ice Age’ (LIA), was analysed by means of an approximately 700-year period database (historical chronicles) in the Júcar and Turia rivers. All these phases have been linked to global climate changes in the Holocene (Carmona and Ruiz, 2011; Ruiz et al., 2014).

The coastal barrier

The coastal barrier that closes off the present-day lagoon in Valencia starts from the delta mouth of the Turia, whose sedimentary inputs are distributed by the drift current (N-S direction) along the regularised coastline and on a gently sloping continental shelf (Rosselló, 1972, 1995; Sanjaume, 1974). At the northern end (Turia river delta) the barrier is totally anthropised by the Valencia city port installations. To the south, the barrier presents different morphologies closely related with Pleistocene calcarenite outcrops and neotectonics (Carmona and Ruiz, 1999). The stretch

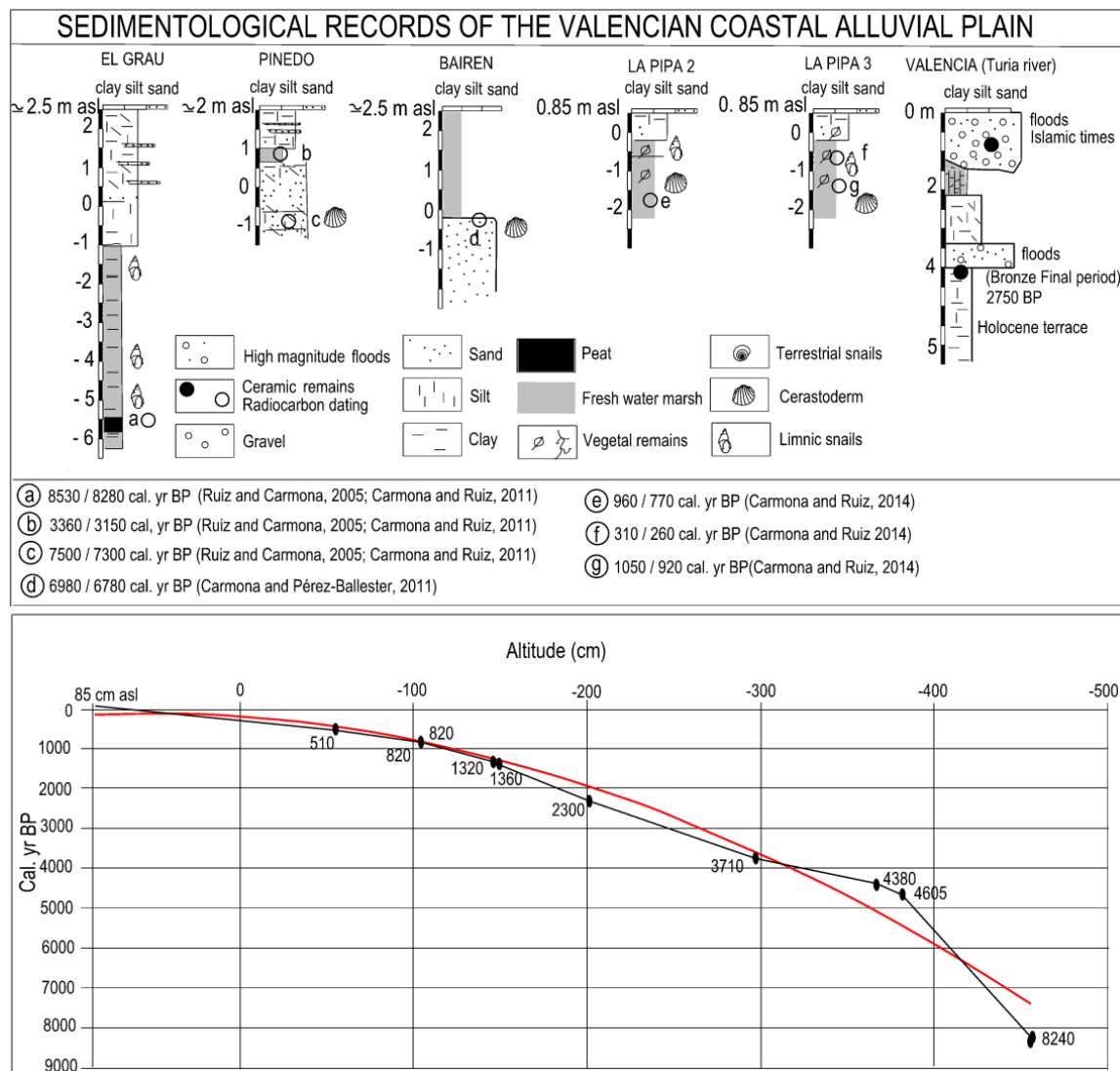


Figure 3. Upper: Other previous sedimentological records from the Valencian coastal alluvial plain. Lower: Composite time–altitude (cm) based on ^{14}C dating (Table 1) and calibration curve following Reimer et al. (2013) of SAL/S1 and SAL/S2 cores.

that cuts off the study area from marine influence, Pinedo-El Saler, is formed by a narrow, single ridge 330 m in width and 2 m a.s.l. in height (Figure 2). In this sector (towards the more inland continental area), we examined the stratigraphy of the Holocene coastal barrier in an excavation (Pinedo core in Figure 3). This sequence is composed of a barrier whose base is formed by sandy sediments of a beach dated around the 7500–7300 cal. yr BP. This beach level is buried by grey silt from a backbarrier coastal lagoon (dated around 3360–3150 cal. yr BP) and dune sand sediments (undated). The top level consists of layers of sandy silts from the flood plain of the River Turia (Carmona and Ruiz, 2011).

The Saler barrier section extends southwards with a morphology of two prograding ridges, of greater width (980 m) and height and dune alignments of up to 5 m (Sanjaume, 1974). In a core extracted in the El Palmar area, Santisteban et al. (2009) and Marco-Barba et al. (2013b) identified several Holocene barrier units which the authors correlated with progradation series of the Ebro Delta (Somoza et al., 1998) and with the Holocene prograding beach ridges of the south-eastern Spanish coast (Goy et al., 2003; Zazo et al., 2008).

Methods

The methodology behind this study is based on the integration of geomorphological, stratigraphic, malacological, sedimentological

and micropalaeontological techniques (foraminifera, charophytes, ostracods, etc.) and ^{14}C dating.

The geomorphological study was carried out by identification of current forms and processes in the field, photo-interpretation of 1956 aerial photomosaic 1:33,000 scale and microrelief analysis using a 1- and 5-m LiDAR Digital Elevation Model (DEM) (by TERRASIT and CNIG). The use of 1956 aerial photographs (known as the ‘American flight’) made possible to recognise landforms just before rapid urban development during the second half of the 20th century. Historical cartography was used to identify morphological features of the coastal lagoon, freshwater marshes and river flood plains in the Modern Era. Two continuous sedimentary sequences (cores SAL/S1 and SAL/S2) 0.85 m a.s.l., 2 m apart from each other were extracted (in 2013) using a manually driven 50 cm × 5 cm ‘Russian’ corer (peat sampler). Core SAL/S1 (39°22′53.45″N, 0°21′43.24″W) was 500 cm long, while SAL/S2 core (39°22′53.55″N, 0°21′43.34″W) was 570 cm. The rationale behind the double coring was to multiply the chances to obtain material suitable for radiocarbon dating and to increase the sediment available for multi-proxy palaeoenvironmental studies. The sequences were correlated following sedimentary parameters although, due to the proximity of the coring points, corresponding sedimentary phases were found at equal depths. A total of 10 radiocarbon dates were obtained from different material from both cores, whose upper extreme was considered to correspond to

Table 1. Table with radiocarbon dates.

BETA	Code	Material	Depth	Conventional age	Cal. 2 sigma	Conv. marine	Marine Cal. 2 sigma	Selected dates (cal. BP)
346463	SAL_S2/138-139	Plant material	0.54–0.53 m b.s.l.	450 ± 30 BP	AD 1440 ± 20			510 ± 20 BP
346465	SAL_S2/188-189	Plant material	1.05–1.03 m b.s.l.	880 ± 30 BP	AD 1130 ± 90			820 ± 90 BP
350362	SAL_S1/188-190	Shell	1.05–1.03 m b.s.l.	890 ± 30 BP	AD 1130 ± 90	770 ± 50 BP		820 ± 90 BP
350363	SAL_S1/230-232	Shell	1.47–1.45 m b.s.l.	1420 ± 30 BP	AD 630 ± 30	1300 ± 50 BP		1320 ± 30 BP
377886	SAL_S2/232-238	Seeds	1.53–1.47 m b.s.l.	1480 ± 30 BP	AD 590 ± 50			1360 ± 50 BP
346466	SAL_S2/284-285	Shell	2.00–1.99 m b.s.l.	2750 ± 30 BP	900 ± 70 BC	2630 ± 50 BP	350 ± 120 BC	2300 ± 120 BP
346467	SAL_S2/380-390	Shell	3.05–2.95 m b.s.l.	3900 ± 30 BP	2380 ± 90 BC	3780 ± 50 BP	1760 ± 130 BC	3710 ± 130 BP
362537	SAL_S1/450-452	Shell	3.67–3.65 m b.s.l.	4400 ± 30 BP	3090 ± 170 BC	4280 ± 50 BP	2430 ± 130 BC	4380 ± 130 BP
346464	SAL_S2/465-470	Shell	3.85–3.8 m b.s.l.	4550 ± 30 BP	3340 ± 20 BC	4430 ± 50 BP	2655 ± 175 BC	4605 ± 175 BP
346468	SAL_S2/540-545	Organic sediment	4.6–4.55 m b.s.l.	7380 ± 40 BP	6290 ± 80 BC			8240 ± 80 BP

b.s.l.: below sea level.

a contemporary date (Table 1). Analytical data (sedimentology and micropalaeontology) presented in this work correspond to core SAL/S2.

Visual descriptions of the texture, colour and identification of the malacofauna and molluscs in the core served to initially distinguish between brackish and freshwater assemblages. The micropalaeontological study was based on the benthic foraminifera and other microfossils (charophytes, ostracods, etc.). Systematic sampling involved collection at intervals of 10 cm along the core. The material was washed through sieves with mesh diameters of 0.063 mm. A total of 57 samples of approximate volume 100 cm³ were examined for micropalaeontological analysis. The analysis was conducted at the micropalaeontological laboratory of the Catholic University of Valencia. Foraminifera tests were picked using a binocular stereomicroscope after flotation (when necessary) in dense liquids such as trichloroethylene and until a representative number of 300 individuals per sample were obtained. The resulting data were quantitatively analysed, and Diversity Index (Shannon and Weaver, 1949), Dominance, Equitability and Fisher's Alpha (Fisher et al., 1943) were calculated in order to establish the composition, proportional abundance and dominance of the species identified in the samples. The percentage of allochthonous species is calculated according to the autoecology of the species and its conservation status and especially according to the association of living foraminifera found in the inner shelf on adjacent sectors (López-Belzunce et al., 2014; Usera and Blázquez, 1997). The autochthonous taxa comes from the association studied in the current marshes and in Holocene sedimentary records of similar lagoons and nearby, such as Torrelanca (Guillem, 2008), Peñíscola (Usera et al., 2006), Oliva-Pego (Torres et al., 2014), Javea (Fumanal et al., 1993), Albufereta (Ferrer and Blázquez, 2012) and Elx (Blázquez and Usera, 2010). Different palaeoenvironments have been determined, based on the foraminiferal content classified according to Loeblich and Tappan (1988). The AphiaID number from the World Register of Marine Species (WORMS: <http://www.marinespecies.org/>) has been incorporated for every described species (Table 2). Determination of the foraminifera assemblage was based on the relative abundance of the dominant species.

The sedimentary analysis core was carried out by the Geomorphology Laboratory at the Valencia University Geography Department. Systematic sampling involved collection of the sediments at intervals of 10 cm interspersed between the micropalaeontological samples. The colour was checked with dry samples and the Munsell charts. Texture was determined by dry sieving (sand fraction > 4 phi) and pipette method (silt and clay fractions). Grain size parameters were calculated with Gradistat software package (Blott and Pye, 2001). The sedimentological information was completed with binocular stereomicroscope observations of sand grains.

Cores SAL/S2 and SAL/S1 were taken in the freshwater marshy and flood plain environments bordering the northern continental sector of the lagoon at an absolute height of 0.85 m a.s.l. (Figure 4). A total of 10 radiocarbon dates (Table 1, Figures 3 and 4) were obtained from different material from both cores. Calibration of shell material dates was performed by BETA Analytic Inc. and incorporated local reservoir correction. However, marine correction from SAL/S1 188-190 and SAL/S1 230-232 samples was ruled out because of their correspondence with dates obtained from plant material (SAL/S2 188-189) and seeds (SAL/S2 232-238) at similar depths (Table 1, Figures 3 and 4). The increase in water salinity (corresponding to a higher marine influence), the sediment accumulation rate and the integrity of the time–depth vector made us incorporate the local reservoir correction for the last four radiocarbon dates obtained from shell material. The information is presented in chronological dates cal. yr BP.

All spatial information was georeferenced in CAD (Microstation V8i) on a vector-based digital map on a scale of 1:5000. This base was organised as an ArcGIS (Geographic Information System) and used to plot the geomorphological mapping, stratigraphic study and analysis of geomorphological changes.

Results: Sedimentary record

Visual descriptions and biofacies and sedimentological analyses of the cores initially enabled us to distinguish two main sedimentary environments: units A and B (Figure 4). In the SAL/S2 core, unit A appears at the base, between 4.85 and 0.95 m below sea level (b.s.l.), as a grey coloured silty clay textured layer with an abundance of *Cerastoderma* sp. shells. Unit B corresponds to the top layer of the sequence (between 0.95 m b.s.l. and 0.85 m a.s.l.) and is a greyish brown clayey silt stratum with variable organic matter content, remains of aquatic vegetation and freshwater gastropod fauna. This top layer unit was previously studied and dated in two nearby cores (Figure 3) (Carmona and Ruiz, 2014). Furthermore, the stratigraphic column incorporates the sedimentological, micropalaeontological and chronological data (Figure 4). The sedimentological information, foraminifera and chronological data of both units are described in detail below.

Environmental facies of Unit A

The sedimentological features and micropalaeontological study of unit A allow us to distinguish three sub-environments: A I, A II and A III (Figure 4).

Subunit A I. Corresponds to basal sector (4.85–4.17 m b.s.l.) in which two levels are distinguished (lower and upper), separated by a peat layer.

Table 2. Micropalaeontological data. Relative abundances of the principal assemblages. Allochthonous species in bold.

Samples	Subunit A I		Subunit A II	Subunit A III	Unit B
	57–54	53–51	50–40	39–18	17–1
Medium values	Lower level A I	Upper level A I			
Taxa_S	10.25	9.00	9.77	5.80	0.12
Individuals	315.25	320.00	315.54	315.35	1.12
Dominance_D	0.69	0.68	0.57	0.61	–
Shannon_H	0.73	0.75	0.94	0.76	–
Equitability_J	0.32	0.34	0.42	0.46	–
Fisher_alpha	2.04	1.72	1.94	1.02	–
Allochthonous test %	4.79	7.20	8.30	2.91	0
Relative abundances %					
Species					
Suborder Miliolina					
<i>Adelosina bicornis</i>	0.00	1.18	0.76	0.02	–
<i>Adelosina laevigata</i>	0.07	0.53	0.26	0.03	–
<i>Miliolinella circularis</i>	0.00	0.08	0.25	1.00	–
<i>Miliolinella subrotunda</i>	0.07	0.62	2.12	2.54	–
<i>Pseudolachlanella eburnean</i>	0.56	1.91	1.76	0.19	–
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	0.72	0.32	1.27	0.04	–
<i>Quinqueloculina seminula</i>	0.92	0.00	0.74	0.11	–
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	0.08	0.45	0.38	0.00	–
<i>Triloculina oblonga</i>	0.89	0.23	0.03	0.20	–
<i>Triloculina trigonula</i>	1.22	0.46	0.45	0.14	–
Suborder Rotaliina					
<i>Ammonia beccarii</i>	0.33	0.49	3.17	0.86	–
<i>Ammonia tepida</i>	82.73	82.74	70.99	74.97	–
<i>Cibroelphidium excavatum</i>	2.92	1.82	3.41	4.48	–
<i>Discorinopsis aguayoi</i>	0.00	0.00	0.00	0.28	–
<i>Haynesina germanica</i>	8.00	8.92	13.48	14.89	–

Lower level A I. From 4.85 to 4.55 m b.s.l. Foraminifera and sediment samples: 57–54. A stratum 30 cm thick, sandy mud texture, with a sand percentage between 27% and 37% and dark to very dark grey in colour (2.5Y 4/1). The sand fraction consists of heterometric calcite and quartz grains, medium to fine texture, of different colours and shell fragments of *Cerastoderma* sp. and gastropods (*Hydrobia* sp.) which increase towards the top layer (samples 54 and 55). The microfossils study indicated the presence of species of foraminifera of brackish and restricted waters: *Ammonia tepida* (Cushman), with 82.7% average relative abundance per subunit, *Haynesina germanica* (Ehrenberg), with 8%, and *Cibroelphidium excavatum* (Terquem), with 2.9%, especially at the base (sample 57), as well as the ostracod *Cyprideis torosa* (Jones), corroborating the environment. At the top, some eroded tests of marine species were recorded, such as *Triloculina trigonula* (Lamarck), with 1.2% of relative abundance per subunit and *Quinqueloculina seminula* (Linné) with 0.9%. Results of the diversity indices in this level indicated an environment with lower diversity, as corresponds to restricted waters. The medium value of 10 different species per sample was obtained. Fisher's alpha diversity presented higher values at this level (Table 2). As regards Dominance, all samples have high values, close to 1, indicating the presence of dominant species such as the species mentioned previously. The equitability values are consequently lower with the values of Dominance. The subunit has a top layer rich in organic matter level (4.60–4.55 m b.s.l.) dated around 8240 ± 80 cal. yr BP. The lower level A I may be interpreted as a brackish lagoon of moderate energy in restricted environment.

Upper level A I. From 4.55 to 4.17 m b.s.l. Foraminifera and sediment samples: 53, 52, 51. Towards the top layer and in sharp contact with the peat, there is a level 38 cm in thickness, sandy mud or muddy sand texture, grey coloured (5Y 5/1), waterlogged

and with abundant *Cerastoderma* sp. shell fragments (several centimetre diameter). The sand fraction (31%–57% of the total sample) presents a considerable increase in bioclasts, with abundant fragments of *Cerastoderma* sp., slightly rounded and some rhizotubules. The sands are predominantly quartz and medium to fine texture. The dominant foraminiferal assemblage is formed by a mixture of brackish organisms: *A. tepida* (82.7%), *H. germanica* (8.9%), *Pseudolachlanella eburnea* (D'Orbigny) (1.9%), *C. excavatum* (1.8%), with another of normal-marine salinity foraminifera, lowest representation, formed by *Adelosina bicornis* (Walker & Jacob) (1.18%), *Adelosina laevigata* (D'Orbigny) (0.5%), and so on (Table 2). This assemblage indicates a restricted brackish water environment with marine communication and shows the continuity of the association registered to the top of the previous level. From the taphonomic standpoint, the tests of marine origin are less well preserved compared with the brackish, which would indicate possible transport of these tests from the open sea. The high sand content in the sample and abundance of bioclasts denote medium to high energy processes.

Regarding the diversity indices, they are very similar to lower level A I. Although there are no differences in the values of diversity in Subunit A I analysed, differences were observed in the conservation of tests: the upper level presents more eroded tests. Furthermore, at this level the percentage of allochthonous taxa increases from 4.8% (lower level) to 7.2%.

Subunit A II. From 4.17 to 2.95 m b.s.l. Foraminifera samples: 50–40; sediment samples: 50 to 38–39. The textural shift towards muddy sediments characterises Subunit A II: a waterlogged sedimentary stratum, light grey in colour (2.5Y 7/1), with a muddy texture and high clay content (around 74%). At this subunit, abundant shells of *Cerastoderma* sp. several centimetres in diameter appear, in some cases with both valves complete. Between 3.45

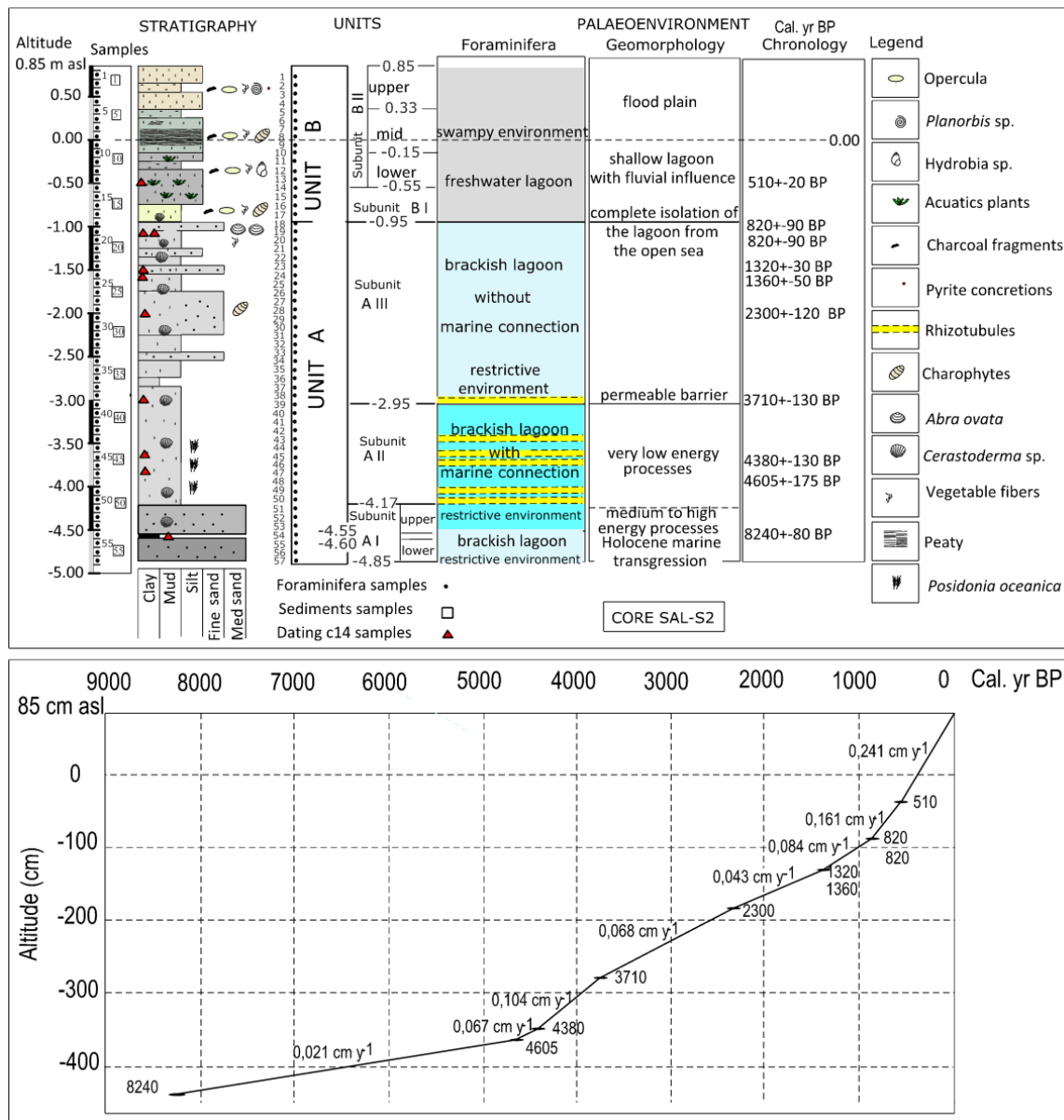


Figure 4. Upper: Lithostratigraphical units, foraminiferal interpretation, geomorphological processes, chronology and succession of palaeoenvironmental phases throughout the lagoon record SAL/S2. Lower: ^{14}C dating (Table I) and accretion rates of SAL/S1 and SAL/S2 cores.

and 4.05 m b.s.l., the sediment contains many fibres (millimetre size) of *Posidonia oceanica* (L.) Delile. In the whole of Subunit A II, the sandy fraction is drastically reduced (4%) and composed of abundant shell fragments and scarce quartz and calcite sand (very fine). In samples 43, 45, 46, 49 and 50, massive calcium carbonate precipitation processes are observed, which in the majority of cases are rhizotubules. These sediments, together with micropalaeontological evidence, are interpreted as episodes of saturated environments showing a recurring pattern. In the two episodes at the base (samples 45, 46, 49 and 50), this massive carbonate precipitation takes place in a restricted environment, given the predominance of brackish water tests as *A. tepida* (78% of average relative abundance, in first and second episodes), *H. germanica* (13.9%), *C. excavatum* (3%) and *P. eburnea* (2.6% in samples 45 and 46). In some cases (sample 49), of the freshwater ostracod *Ilyocypris gibba* (Ramdohr) is recorded. The saturated episode of sample 43 records an abundance of shell fragments (*Cerastoderma glaucum* (Poiret) and other bivalves, as well as marine and brackish gastropods such as *Hydrobia* sp.) although the assemblage of foraminifera is similar to the previous saturated episodes, especially to samples 49 and 50. The rest of Subunit A II presents

a mixed assemblage of marine species (*Ammonia beccarii* (Linné), with 5% of average relative abundance, *Pseudotriloculina rotunda* (D'Orbigny), with 2%, *Miliolinella subrotunda* (Montagú), with 1.3%) and brackish species mentioned, indicating a restricted environment connected with the open sea. Sample 44 presents oogonia of Charophytes (*Lamprothamnium papulosum* (Wallr)) and many valves of the ostracod *C. torosa* (ostracodites) indicating the stability of the brackish water bodies. From the taphonomic viewpoint, a worsening of conservation is also observed in the tests of marine origin.

The values of the Shannon diversity index are higher than those obtained for Subunit A I. The dominance of the species did not provide clear results and the equitability is higher (with respect to Subunit A I). The percentage of allochthonous taxa is nearly 8.3% although this should be taken with caution (as in lower levels) because, in an open environment, it is not possible to reliably differentiate which species are adapted to it and which ones are drawn from the open sea. There are no palaeoenvironmental differences between the top of A I Subunit and the entire A II Subunit. In both cases, the lagoon is connected to the sea, where restricted conditions prevail. Nevertheless, the drastic change of

Subunit A II to muddy textures (high clay content) indicates that it is a very low energy lagoon with predominance of decantation processes (flocculation) in very calm waters. Datings carried out in Subunit A II give dates of 4605 ± 175 cal. yr BP (3.8–3.85 m b.s.l.), 4380 ± 130 cal. yr BP (3.65–3.67 m b.s.l.) and 3710 ± 130 cal. yr BP (top layer of the unit at 2.95–3.05 m b.s.l.).

Subunit A III. From 2.95 to 0.95 m b.s.l. Foraminifera and sediment samples: 39–18. In this subunit, the sediment is the same light grey colour as in the previous level (2.5Y 7/1) and likewise contains abundant shells of *Cerastoderma* sp. (1–3 cm diameter). The texture is slightly different, varying between mud and sandy silt, because of the slight and variable increase in sand throughout the record, especially between 2.25 and 1.75 m b.s.l. The sand fraction is composed almost entirely of *Cerastoderma* sp. fragments, with a slight proportion of very fine quartz sand. In this subunit, we find abundant gyronites of Characeae (*L. papulosum*) and no remains of *P. oceanica* plant fibres were identified. Biogenic residues are especially abundant among micropalaeontological samples 23–21, including foraminifera tests. From samples 21 to 39, we detected abundant carbonate precipitate, reaching maximum saturation (rhizotubules) in sample 39. At the top of the subunit (0.95 m b.s.l.), there is a layer with a high concentration of bivalve *Abra ovata* (Philippi) (several millimetre diameter) and *Cerastoderma* sp. shell fragments. After sample 39, the micropalaeontological content of Subunit A III indicates disconnection from the marine environment. The assemblage of foraminifera found is from restricted and brackish waters: *A. tepida* (74.9%), *H. germanica* (14.8%), *C. excavatum* (4.48%) accompanied by abundant shell fragments formed by an amalgam of brackish bivalves and gastropods, as well as ostracods (*C. torosa*). The percentage of allochthonous taxa is nearly 3%. From the taphonomic standpoint, the foraminifera tests are very well preserved. Regarding the diversity index, the average value of species was nearly 5, lower than the other (Subunit A II); consequently, the values of diversity decrease again (Table 2). This can be a response to the isolation of the brackish lagoon. The above data allow us to interpret this environment as a brackish lagoon of low energy, albeit slightly higher than that of the underlying stratum. Five ^{14}C datings were carried out, with the following results: 2300 ± 120 cal. yr BP (1.99–2.00 m b.s.l.); 1360 ± 50 cal. yr BP (1.47–1.54 m b.s.l.); 1320 ± 30 cal. yr BP (1.45–1.47 m b.s.l.); 820 ± 90 cal. yr BP (two datings in shell and plant samples) (1.03–1.05 m b.s.l.).

Environmental facies of Unit B

Unit B is 1.8 m thick (0.95 m b.s.l.–0.85 m a.s.l.). Foraminifera samples: 17 and 16; sediment samples: 17–1. This level corresponds to the top layer of the survey, and is in sharp contact with the previous level (Subunit A III). The colour of Unit B changes to olive brown tones. From the textural point of view, it is characterised by a clear increase in the percentage of silt compared with all the underlying levels (33%) and a very low sand content (around 3.4%). According to the textural classification, most of the samples are classified as silt and some as mud. As for biofacies, the brackish bivalve fauna disappears (*Cerastoderma* sp.) and centimetre-sized freshwater gastropods appear.

From the micropalaeontological point of view, there are no differences between samples 3 and 12 and samples 1 and 2 are interpreted as flood plain environment. There are hardly any foraminifera tests, and the biogenic residues are the same throughout the unit (fragments of ostracods and charophytes, opercula and gastropods such as *Hydrobia* sp.). Massive carbonate precipitation was observed in samples 9 and 10, precipitation of iron sulphide between samples 13 and 9 and the largest amount of charcoal was described in samples 4 and 5. The entire

unit is interpreted as a freshwater environment, anoxic and in swampy facies.

From the textural and sedimentological viewpoint, two sub-environments, B I y B II, are undistinguished. In sub-environment B II, a gradual change can be observed between the B II lower, B II mid and B II upper levels.

Subunit B I. From 0.95 to 0.55 m b.s.l. The colour is light olive brown, with bands of yellow colourations. The sand fraction keeps the textural characteristics of the immediately underlying layer and is almost entirely composed of very fine shell fragments of *Cerastoderma* sp. with a slight proportion of very fine quartz sand. It contains gyronites of Characeae and white coloured vegetable fibres. From the micropalaeontological point of view, in this unit we recorded tests of the species *A. tepida* as well as brackish (*C. torosa*) and freshwater (*I. gibba*) ostracods. The abundance of carbonate determines a saturated environment. It is interpreted as a swampy environment. The fauna in general decreases dramatically in abundance compared with the underlying level (Table 2). From the taphonomic viewpoint, shells show a worse state of conservation compared with previous levels. This assemblage is interpreted as reworked (from previous deposits).

Subunit B II

Unit B II lower level. From 0.55 to 0.15 m b.s.l. This level is grey in colour. The sand is very fine, subangular to subrounded and basically calcareous. Between 0.55 and 0.53 and between 0.49 and 0.46 m b.s.l. we find macroremains of brown coloured aquatic plants and some peat. Towards 0.45 m b.s.l., pyrite concretions are appreciated. Finally, towards the top of the subunit (between 0.35 and 0.15 m b.s.l.), freshwater gastropods 0.5 cm in diameter appear (*Bytynia tentaculata* (Linne)), with abundant brown coloured vegetable remains and *Chara* sp. gyronites.

From the micropalaeontological point of view, no foraminifer tests were reported, with the exception of sample 13, where some tests of the suborder *Trochamminina* were detected. Freshwater ostracods and charophytes were also observed. In sample 12, the amount of carbon and peaty conditions increased. There are frequent carbonate precipitations, especially in the top layer. At 0.54–0.53 m b.s.l., we carried out a dating with the result of 510 ± 20 cal. yr BP.

Subunit B II mid level. From 0.15 m b.s.l. to 0.33 m a.s.l. This layer contains abundant charcoal, very fine calcareous sands, opercula, gyronites of Characeae and abundant shell fragments of millimetre-sized freshwater lagoon gastropods. Between 0.05 m b.s.l. to 0.15 m a.s.l., there are levels of organic matter. From the micropalaeontological point of view, no foraminifer tests were recorded.

Subunit B II upper level. From 0.33 to 0.85 m a.s.l. At this level, the texture is fine silt to mud and pale brown in colour (10 YR 6/3). It contains gastropods *Planorbis* sp. (millimetre size), opercula, abundant plant fibre debris and charcoal. Towards the base of this level, redox processes and accumulations of organic matter are observed. At 0.31 m a.s.l., there is a peat layer.

It may be concluded that the sharp decline in foraminiferal abundance and the presence of freshwater gastropods determined the change to a swampy or freshwater lagoon environment. This change takes place gradually in Subunit B I (between 0.95 and 0.55 m b.s.l.) where we can still appreciate the presence of quartz sand and millimetric-sized shell fragments of *Cerastoderma* sp. In the upper layers, the increase in silt proportion, the presence of macroremains of aquatic vegetation (undecomposed), the appearance of freshwater gastropods, the greater organic matter content and the appearance of charcoal and pyrite concretions indicate a

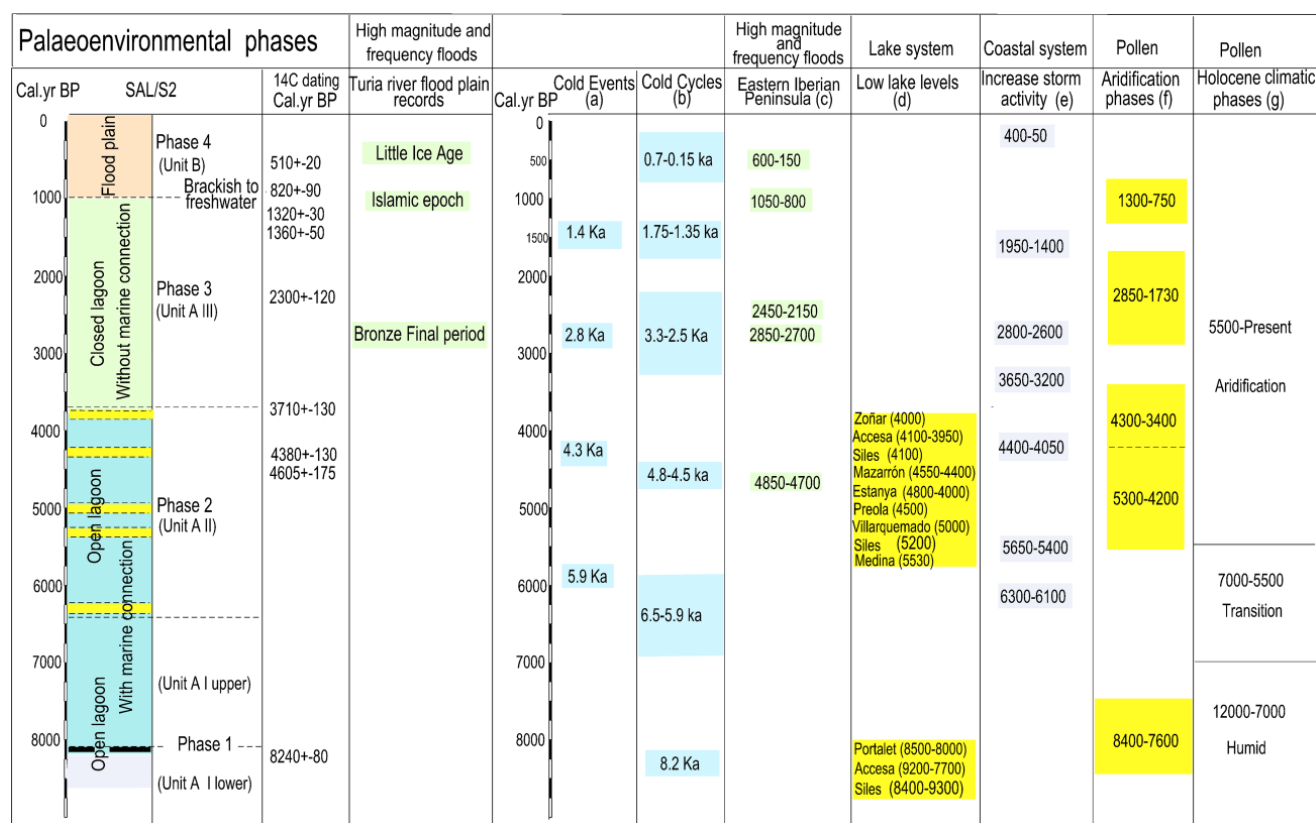


Figure 5. Correlation between palaeoenvironmental phases of the lagoon and other selected records: (a) Bond et al., 1997, 2001; (b) Wanner et al., 2011; (c) Benito et al., 2015; (d) Zoñar: Martín-Puertas et al., 2008; Accesa: Magny et al., 2007, 2009; Siles: Carrión, 2002; Mazarrón: Navarro-Hervás et al., 2014; Stanya: Morellón et al., 2009; Preola: Magny et al., 2011; Villarquemado: Aranbarri et al., 2014; Medina: Reed et al., 2001; Portalet: González-Sampérez et al., 2006; (e) Sabatier et al., 2012; (f) Jalut et al., 2000; (g) Jalut et al., 2000; Pérez-Obiol et al., 2011; Carrión et al., 2010.

swampy continental environment whose sedimentary infill would take place in a flood basin environment.

Discussion

El core analysed (SAL/S2) covers the evolutionary sequence of the palaeolagoon that was formed during the Holocene in this sector of the Valencian coastal alluvial plain until its conversion into the current freshwater marsh and flood plain of the Turia river. Our objectives were on one hand to analyse the geomorphological processes and evolution and, on the other, to characterise the possible responses of the geomorphological system to middle–late Holocene climate events. To understand the geomorphological dynamics and possible responses to global middle–late Holocene climate variability, it is necessary to relate lagoon, flood plain and coastal barrier processes. We distinguish four phases corresponding to the units and subunits described in the sedimentary record (Figures 4 and 5).

Phase 1: From the mid-Holocene marine transgression (8240 ± 80 cal. yr BP) (Subunit A I lower level) to the marine maximum: A coastal lagoon connected with the sea (Subunit A I upper level)

As shown in the record for the lower level of Subunit A I, during the marine transgression of the middle Holocene, this area was flooded by brackish waters which deposited a thin sandy mud and muddy sand sequence. The peat layer (4.60–4.55 m b.s.l.) dated around 8240 ± 80 cal. yr BP assigns an earlier date to this level of the core base. The dating correlates well with the chronology of the early peats analysed in the palaeovalley (Grau) of the River Turia (Figures 2 and 3), at very similar absolute height (–5 to –6

m b.s.l.) and dated at around 8530–8280 cal. yr BP (Carmona and Ruiz, 2011). From the palaeoclimate perspective, the date obtained in this peat layer matches the 8.2 ka cold event (Alley and Agustsdottir, 2005) and with one of the cold cycles of Wanner et al. (2011). It also coincides with a period of aridity identified in pollen records and with shallower conditions in lake water levels (Carrión, 2002 (Siles lake); González-Sampérez et al., 2006 (Portalet lake); Jalut et al., 2000; Magny et al., 2007 (Accesa lake)) (Figures 1 and 5).

The upper part of Subunit A I (4.55–4.17 m b.s.l.) corresponds to a lagoon environment of moderate–high energy (the highest in the entire core) with marine communication. Although we have no specific dating for this level, it could correspond to the maximum marine transgression in the area. Thus, this lagoon could be contemporaneous with the beach barrier identified at the base of the core of Pinedo on the nearby coast (Figures 2 and 3), dated 7500–7300 cal. yr BP (around –1 to 0 m b.s.l.) (Carmona and Ruiz, 2011). We think that the bioclastic sands of this upper section of Subunit A I would have come from the coastal zone and may have been introduced by coastal currents. On the other hand, it is possible that the beach dated in the Pinedo core may have been a spit/sandbar of a barrier island system formed during the transgressive phase. The chronology is consistent with the high Holocene sea level in the Bairén record (50 km to the south, Figure 1) corresponding to a sandy level in an infralittoral environment at similar absolute height and dated around 6980–6780 cal. yr BP (Carmona and Pérez-Ballester, 2011; Ruiz and Carmona, 2005) (Figure 3). The chronology of both sea levels is similar to the overall radiocarbon dates of the maximum Holocene marine transgression in the Mediterranean (Pirazzoli, 2005; Sabatier et al., 2010; Stewart and Morhange, 2009). Moreover, the data are consistent with stratigraphic models of Holocene barriers and

lagoons (Dalrymple et al., 1994; Roy et al., 1994; Woodroffe and Saito, 2011) and also with the typology and chronology of the early barriers studied in the Atlantic Mediterranean linkage area that began to develop around 6500–7000 cal. yr BP (Dabrio et al., 2000; Goy et al., 1986; Zazo et al., 1994, 2008).

Phase 2: From 6450 cal. yr BP (approximately) to 3710 ± 130 cal. yr BP: A very low energy brackish lagoon with sea connection (Subunit A II)

Subunit A II (4.17–2.95 m b.s.l.) corresponds to a restricted lagoon environment clearly communicated with the sea. This lagoon is very low energy and presents active clay flocculation processes in very calm waters. The episodes of massive carbonate precipitation and rhizotubules indicate saturation processes that could be interpreted as a fall in water level. The age of the base of this level (around 4.17 m b.s.l.) interpolated between radiocarbon-dated horizons would indicate a starting date for the formation of this environment around 6450 cal. yr BP. The absolute ¹⁴C dating samples obtained at the top of this subunit cover a period of approximately 1000 years (4605 ± 175; 4380 ± 130; 3710 ± 130 cal. yr BP). Thus, Subunit A II would be contemporary with the period of marked increase in the aridity trend evidenced in the pollen sequences in this sector of the Mediterranean (Carrión et al., 2010; Fletcher et al., 2007; Jalut et al., 2000, 2009; Jiménez-Moreno et al., 2015; Pantaleón-Cano et al., 2003; Pérez-Obiol et al., 2011) and also with aridity on a global scale (Booth et al., 2005; Weiss et al., 1993). Furthermore, regional comparisons suggest a correlation of North Atlantic Holocene cooling events (peak 4.3 of Bond et al. (1997, 2001) and peaks 3 and 4.8–4.5 cal. yr BP cycles of Wanner et al. (2011)) and with dry conditions across southern Iberia and Northwest Africa (Fletcher et al., 2007) (Figure 5).

Moreover, it is also important to note that during this period abrupt drops in water levels are detected in several continental lakes of the Iberian peninsula (Aranbarri et al., 2014; Carrión, 2002; Martín-Puertas et al., 2008; Morellón et al., 2009; Reed et al., 2001) and in Mediterranean coastal lagoons such as Mazarrón harbour (Navarro-Hervás et al., 2014) (Figure 5). In Italy, several lakes evidence this same process. In the record of lake Preola, in southern Sicily, the period from 4500 cal. yr BP to present coincides with a lowering of the lake levels (Magny et al., 2011). Comparisons of the Accesa lake levels record (north-central Italy) with marine records from Adriatic Sea and terrestrial palaeoclimate records from Tunisia and Spain suggest that the complex climatic oscillations of this period (two phases characterised by wetter conditions dated to 4300–4100 and 3950–3850 cal. yr BP and a phase marked by drier conditions at 4100–3950 cal. yr BP) may have affected the whole central and western Mediterranean area and can pinpoint the moment of a crucial transition from mid to late-Holocene for Mediterranean and tropical areas (Magny et al., 2009).

Phase 3: From 3710 ± 130 cal. yr BP to 820 ± 90 cal. yr BP: A brackish lagoon without marine connection (Subunit A III)

The micropalaeontological information indicates the lagoon's closure from the sea towards 3710 ± 130 cal. yr BP (dating at 3.05–2.95 m b.s.l., at the base of Subunit A III) and its complete isolation (change from brackish lagoon to freshwater lagoon) around 820 ± 90 cal. yr BP (dating at top layer of Subunit A III). Thus, throughout the chronological period covered by Subunit III, a shift gradually took place from a protected lagoon to a totally isolated lagoon environment. It should be noted that the timing of the start of lagoon marine disconnect is prior to the closure of the Atlantic estuaries of Spain (Cádiz-Huelva) dated at around 3100 cal. yr BP (Zazo, 2006).

The whole process is related to the dynamics of closure of the coastal barrier. So, although the only morphological expression on the nearby coast is the current (or sub-recent) thin barrier, the Pinedo record (Figure 3) located in a more continental sector, (away from the current coastline) (Figure 2), shows a barrier sequence whose morphology and dynamics would provide keys to help interpret the lagoon record. As mentioned in previous paragraphs, this sequence is composed of a beach barrier dated around 7500–7300 cal. yr BP. The beach level is buried by grey silt from a backbarrier coastal lagoon (dated around 3360–3150 cal. yr BP) (Carmona and Ruiz, 2011).

Regarding the chronology of shift from brackish to freshwater lagoon, the top layer dates of 820 ± 90 cal. yr BP (top of Subunit A III) coincide with those obtained at the same stratigraphic level (at similar depths) in nearby records (La Pipa 2 and 3 in Figures 2 and 3). The datings taken at these cores give dates of 1050–920 cal. yr BP (1.25 m b.s.l.) and 960–770 cal. yr BP (1.75 m b.s.l.) for the change (Carmona and Ruiz, 2014). Moreover, surveys carried out in the current lagoon show that the change from brackish to freshwater took place around 1110 ± 115 cal. yr BP (Sanjaume et al., 1992). On the other hand, we note that this closure process is synchronous with that detected in the Palavasian wetland (French Mediterranean coast) (Sabatier et al., 2010, 2012), where the faunal content (a clear shift in mollusc population characterised by an increase of the most typical lagoonal species *Hydrobia acuta* whereas the number of marine species *Bittium reticulatum* decreases) revealed a major palaeoenvironmental change around 1000 cal. yr BP, which could have resulted from the total closure of communications between the lagoon and the sea around 730 ± 120 cal. yr BP (Sabatier et al., 2010).

On our coast, the definitive closure process of the lagoon may be placed in relation with the extraordinary sedimentation rate during the high-magnitude flood events of the 11th century, identified in the palaeohydrological record of the Turia river (Figure 3). The coastal progradation processes related with this extraordinary input of sediments would rethicken the ridge of the medieval mouth of the River Turia (La Punta) (Carmona and Ruiz, 2011). This phase also coincides with one of the concentration periods of high-magnitude flooding revealed in records of slack water sediments around 1000 cal. yr BP in rivers of the Iberian Peninsula (Benito et al., 2008, 2015; Machado et al., 2012; Thorndycraft and Benito, 2006a, 2006b) and Southern France (Benito et al., 2015), related to climatic–anthropogenic causes (Figure 5).

Finally, we should note that although several closure phases have been identified in this lagoon record, it is possible that coastal local neotectonics, already mentioned in the geomorphological description of the barrier (Carmona and Ruiz, 1999), may hinder the possible identification and correlation with the barrier progradation phases described in the southern sector (el Palmar record) (Marco-Barba et al., 2013b; Santisteban et al., 2009) and other Mediterranean areas (Goy et al., 2003; Zazo et al., 2008).

Phase 4: During the LIA the isolated freshwater lagoon environment became a swampy environment and finally a flood plain (Unit B)

From the palaeoenvironmental viewpoint, in Unit B we detect a fundamental change, where the isolated freshwater lagoon environment becomes a swampy and finally a flood plain environment. Around 510 ± 20 cal. yr BP (lower Subunit B II), the lagoon was colonised by abundant aquatic vegetation and freshwater gastropods. Towards the top of the sequence, the rate of sedimentation increases (0.241 cm/yr, the highest in the record) (Figure 4), a fact that may be related with the global change of the LIA period. Indeed, from AD 1545 to 1900 (405–50 cal. yr BP) there was a much greater frequency of flood events than at present in the coastal flood plains of the rivers Turia and Júcar (Ruiz et al.,

2014). Frequent flooding caused an environmental change in the lagoon. On one hand, these changes referred to a notable increase in water tables, which must have affected the freshening process of the lagoon and, on the other, the extraordinary sediment supply by floods. The outcome is the formation of alluvial levees in the wetland environment (clearly shown in the LiDAR DEM). In poorly drained areas of low topography, freshwater marshes and shallow lagoons appear. All these environments are recorded in the sedimentary sequence of Subunit B II. The transition towards continentalisation gradually transformed the wetland into flood plain. On the other hand, the extraordinary sediment supply to the coast from the mouth of the River Turia could have conformed the current barrier set.

The phase of high frequency and magnitude of floods corresponding to the LIA period is of global scope (Arnaud-Fassetta et al., 2010; Bruneton et al., 2001; Glaser et al., 2010; Miramont et al., 1998; Pichard, 1995; Schmocker-Fackel and Naef, 2010) and coincidental with glacial advances in the Alps (Grove, 2001). It is important to highlight the effects of the extraordinary sediment inputs of rivers to the deltaic coasts during the LIA period. Amorosi and Milli (2001) observed that the progradation phase of the Tevere delta of roughly 4.5 km (10 m/yr) took place during LIA period. The same phase, with similar features but different progradation rates, has been recorded in other eastern Tyrrhenian deltas (Alessandro et al., 1990; Caputo et al., 1987). On the other hand, in addition to severe flooding, several authors report the incidence of intense coastal storms in centuries of the LIA period in Mediterranean barrier–lagoon systems of the French coast (Blanchemanche, 2009; Dezileau et al., 2011; Sabatier et al., 2008) (Figure 5).

Conclusion

We conclude that the coastal lagoon and flood plain constitute a system in which the processes are interlinked. Thus, the geomorphological evolution and the response to Holocene climatic and hydrologic variability reveal the multiple connections. Analysis of the sedimentary record and foraminifera of this coastal lagoon showed changes in the salinity and variations in texture and sedimentation rates, as well as groundwater fluctuations that reflect responses to global Holocene climate changes. The progressive closures of the lagoon could be related to periods of extraordinary river inputs of sediments in the coastal flood plains.

Dynamic and palaeoenvironmental data enable us to distinguish four different phases in the geomorphological Holocene evolution of the lagoon and coastal alluvial plain:

Phase 1. Around 8240 ± 80 cal. yr BP, a brackish lagoon of moderate energy and in restricted environment was formed, with an energy peak that could correspond to the maximum Holocene marine transgression. The peat layer dating (8240 ± 80 cal. yr BP) corresponds to the cold 8.2 ka event and low water levels in inland lakes of the Iberian Peninsula and Italy.

Phase 2. From 6450 cal. yr BP (approximately) to 3710 ± 130 cal. yr BP, a lagoon remained, in restricted environment connected with the sea, but with a notable energy decrease. The lagoon presents recurrent environmental saturation processes similar to those described in continental lakes of the Iberian Peninsula and other Mediterranean coastal lagoons, which could be interpreted as a fall in water level. This phase is contemporaneous with a period of increase in the aridity trend in the western Mediterranean and on a global scale. It is also roughly contemporary with global cold cycles.

Phase 3. From 3710 ± 130 cal. yr BP, a brackish lagoon closes its connection with the open sea and towards 820 ± 90 cal. yr BP a shift to a totally isolated lagoon environment took place

(changing from brackish to freshwater lagoon). The process is synchronous to another of similar characteristics detected in a coastal lagoon of the French Mediterranean coast. On the other hand, the process of change from brackish to freshwater lagoon is coeval with a palaeohydrological phase of high flood frequency and magnitude in the flood plain of the River Turia and other rivers of the Iberian Peninsula and Southern France. These sedimentary inputs to the coastal barrier could have caused the lagoon's complete isolation from seawater.

Phase 4. Freshwater lagoon environment becomes flood plain. The phase of high frequency and magnitude of floods corresponding to the LIA period, of global scope and coincidental with glacial advances in the Alps, would rethicken the most recent prograding set of the current barrier and form the flood plain on the top level of the sedimentary sequence.

Phases and processes in the coastal flood plain and barrier–lagoon system recorded in sedimentation could be placed in relation with global mid–late Holocene events. Many of these hydrogeomorphological processes are contemporary with specific cold events, such as phases 1, 2 and 4. We observed that the response in our hydrological system is variable, with either aridity–shallower conditions (phases 1 and 2) or high flooding frequency and magnitude (phase 4 LIA period).

Acknowledgements

The authors thank two anonymous reviewers for insightful critiques that improved the manuscript.

Funding

This work was supported by grant CSO 2012-32367, Department of Scientific and Technical Research. Ministry of Economy and Competitiveness (Spain). 'Hydrogeomorphological processes and changes in Mediterranean coastal flood plains. Climate variability and human actions. A multiscale approach'. This work was partially carried out thanks to the support of Labex OT-Med (ANR-11-LABX-0061) and the A*MIDEX project (no. ANR-11-IDEX-0001-02), funded by the French Government's 'Investissements d'Avenir' programme, managed by the French National Research Agency (ANR).

References

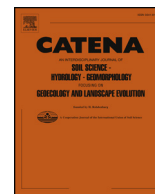
- Albarracín S, Alcántara J, Barranco A et al. (2012) Seismic evidence for the preservation of several stacked Pleistocene coastal barrier/lagoon systems on the Gulf of Valencia continental shelf (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters: An International Journal of Marine Geology* 33(2–3): 217–223.
- Alcántara J, Albarracín S, Montoya I et al. (2012) An indurated Pleistocene coastal barrier on the inner shelf of the Gulf of Valencia (western Mediterranean): Evidence for a prolonged relative sea-level stillstand. *Geo-Marine Letters: An International Journal of Marine Geology* 33(2–3): 209–216.
- Alessandro V, Bartolini C, Caputo C et al. (1990) Land use impact on Arno, Ombrone and Tiber deltas during historical times. In: Quélennec RE, Ercolani E and Michon G (eds) *Littoral 1990, Eurocoast Symposium*. Marseille: Eurocoast, pp. 261–265.
- Alley RB and Agustsdottir AM (2005) The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24(10–11): 1123–1149.
- Amorosi A and Milli S (2001) Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144(3–4): 357–375.
- Amorosi A, Sarti G, Rossi V et al. (2008) Anatomy and sequence stratigraphy of the late Quaternary Arno Valley fill (Tuscany, Italy). *Geodinamica Acta* (Special publication) 1: 1–14.

- Anthony EJ, Marriner N and Morhange C (2014) Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase? *Earth-Science Reviews* 139: 336–361.
- Aranbarri J, González-Sampériz P, Valero-Garcés B et al. (2014) Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of southwestern Europe. *Global and Planetary Change* 114: 50–65.
- Arnaud-Fassetta G (1998) *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. PhD Thesis in Physical Geography, Université d'Aix-Marseille, Presses Universitaires du Septentrion.
- Arnaud-Fassetta G, Carcaud N, Castanet C et al. (2010) Fluvial palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change-hydrological risk issues. *Quaternary International* 216(1–2): 93–117.
- Bellotti P, Caputo C, Davoli L et al. (2004) Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology* 61(1–2): 71–90.
- Bellotti P, Chiocci FL, Milli S et al. (1994) Sequence, stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: Integration of high-resolution seismics, well logs, and archaeological data. *Journal of Sedimentary Research* 64(3): 416–432.
- Benito G, Macklin MG, Zielhofer C et al. (2015) Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena* 130: 13–33.
- Benito G, Thorndycraft VR, Rico M et al. (2008) Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology* 101(1–2): 68–77.
- Blanchemanche P (2009) Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation. *Archéologie du Midi Médiéval* 27(1): 225–235.
- Blázquez AM (2005) *Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: Paleoambientes y foraminíferos fósiles*. Ed. Universidad de Alicante y MUPE, Alicante: Memorias del Museo Paleontológico de Elche, 314 pp.
- Blázquez AM and Ferrer C (2012) Role of human actions on landscape changes since the Upper Holocene in the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena* 97: 31–40.
- Blázquez AM and Usera J (2010) Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the coastal lagoon of Elx (Alicante, Spain). *Quaternary International* 221(1–2): 68–90.
- Blott SJ and Pye K (2001) Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(11): 1237–1248.
- Bond G, Kromer B, Beer J et al. (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 291(5341): 2130–2136.
- Bond G, Showers W, Cheseby M et al. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278: 1257–1266.
- Booth RK, Jackson ST, Forman SL et al. (2005) A severe centennial scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene* 15(3): 321–328.
- Boyer J, Duval C, Le Strat P et al. (2005) High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology* 222–223: 267–298.
- Bruneton H, Arnaud-Fassetta G, Provansal M et al. (2001) Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). *Catena* 45(4): 287–312.
- Burjachs F, Giralt S, Roca JR et al. (1997) Palinología Holocénica y desertización en el Mediterráneo occidental. In: Ibáñez JJ, Valero-Garcés BL and Machado C (eds) *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Logroño: Geoforma ediciones, pp. 379–394.
- Butzer KW (2005) Environmental history in the Mediterranean world: Cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32(12): 1773–1800.
- Cacho I, Grimalt JO, Canals M et al. (2001) Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16(1): 40–52.
- Camuffo D and Enzi S (1995) The analysis of two Bi-millenary series: Tiber and Po river floods. In: Jones PD, Bradley RS and Jouzel J (eds) *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years* (NATO ASI series I: Global environmental change, vol. 41). Stuttgart: Springer-Verlag, pp. 433–450.
- Caputo C, La Monica GB, Lupia-Palmieri E et al. (1987) Physiographic characteristics and dynamics of the shores of Rome (Italy). In: Gardiner V (ed.) *Proceeding of the First International Conference on Geomorphology, Part I*. Chichester: Wiley, pp. 1185–1198.
- Carmona P (1990) *La formació de la plana al.luvial de València. Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Turia*. Valencia: Edicions Alfons el Magnànim, 175 pp.
- Carmona P and Pérez-Ballester J (2011) Geomorphology, geoarchaeology and ancient settlement in the Valencian Gulf (Spain). *Méditerranée* 177: 61–72.
- Carmona P and Ruiz JM (1999) Evolución en el Holoceno reciente del delta del río Turia y la restinga de la Albufera de Valencia. In: Rosselló V (ed.) *Geoarqueologia i quaternari litoral. Homenaje a Maria Pilar Fumanal*. València: Universitat de València, pp. 321–331.
- Carmona P and Ruiz JM (2000) Las inundaciones de los ríos Júcar y Turia. *Serie Geográfica* 9: 49–69.
- Carmona P and Ruiz JM (2011) Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena* 86(3): 139–149.
- Carmona P and Ruiz JM (2014) Procesos geomorfológicos en llanos de inundación y lagos costeros mediterráneos. El cambio ambiental histórico en la albufera de Valencia (España). *Cuaternario y Geomorfología* 28(3–4): 95–106.
- Carmona P, Dupré M and Belluomini G (1994) Coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain) during the Subatlantic period. *Quaternaire* 5(2): 49–57.
- Carrión JS (2002) Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21(18–19): 2047–2066.
- Carrión JS, Fernández S, Jiménez-Moreno G et al. (2010) The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of Arid Environments* 74(7): 731–736.
- Constante A, Peña JL, Muñoz A et al. (2011) Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late-Holocene in the central Ebro Valley, northeast Spain. *The Holocene* 21(2): 255–286.
- Dabrio CJ, Zazo C, Goy JL et al. (2000) Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression. *Marine Geology* 162(2–4): 381–404.
- Dalrymple RW, Boyd R and Zaitlin BA (1994) History of research, types and internal organization of incised-valley systems. In: Dalrymple RW (ed.) *Incised-Valley Systems*. Tulsa, OK: Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 51, pp. 3–10.

- DeMenocal P, Ortiz J, Gilderson T et al. (2000) Coherent high- and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* 288(5474): 2198–2202.
- Denton GH and Karlén W (1973) Holocene climatic variations: Their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3(2): 155–205.
- Dezileau L, Sabatier P, Blanchemanche BJ et al. (2011) Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299(1–2): 289–297.
- Ferrer C and Blázquez AM (2012) The evolution of the Albufera lagoon (western Mediterranean): Climate cycles and sea level changes. *Journal of Coastal Research* 28(6): 1617–1626.
- Fisher RA, Corbet AS and Williams CB (1943) The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology* 12(1): 42–58.
- Fletcher WJ and Zielhofer C (2013) Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene rapid climate changes. *Catena* 103: 16–29.
- Fletcher WJ, Boski T and Moura D (2007) Palynological evidence for environmental and climate change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13,000 years. *The Holocene* 17(4): 481–494.
- Fumanal MP, Usera J, Viñals MJ et al. (1993) Evolución cuaternaria de la Bahía de Xàbia (Alicante). In: Fumanal MP and Bernabeu J (eds) *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia: Universitat de València, pp. 17–26.
- Giraudi C, Magny M, Zanchetta G et al. (2011) The Holocene climatic evolution of the Mediterranean Italy: A review of the geological continental data. *The Holocene* 21(1): 105–117.
- Glaser R, Riemann R, Schönbein J et al. (2010) The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change* 101: 235–256.
- Glick TF (1970) *Irrigation and Society in Medieval Valencia*. Cambridge, MA: Harvard University Press, 408 pp.
- González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, Moreno A et al. (2006) Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66(1): 38–52.
- Goy JL, Zazo C and Dabrio CJ (2003) A beach ridge progradation complex reflecting periodical sea level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology* 50(1–3): 251–268.
- Goy JL, Zazo C, Dabrio CJ et al. (1986) Evolution des systèmes de lagunes-îles barrière du Tyrrénien à l'actualité à Campo de Dalías (Almería, Espagne). *Travaux et Documents* 197: 169–171.
- Grove AT (2001) The 'Little Ice Age' and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climatic Change* 48(1): 121–136.
- Grove AT and Rackham O (2001) *The Nature of Mediterranean Europe: An Ecological History*. London: Yale University Press, 384 pp.
- Guillem J (2008) *Tafonomía, taxonomía y ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torrealba*. PhD Thesis, Departamento de Zoología, Universitat de Valencia.
- Gutiérrez M and Peña JL (1998) Geomorphology and late-Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23(2–4): 205–217.
- Jalut G, Dedoubat JJ, Foontugne M et al. (2009) Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200(1–2): 4–18.
- Jalut G, Esteban Amat A, Bonnet L et al. (2000) Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160(3–4): 255–290.
- Jiménez-Moreno G, Rodríguez-Ramírez A, Pérez-Asensio JN et al. (2015) Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25(4): 607–617.
- Loeblich AR and Tappan H (1988) *Foraminiferal Genera and Their Classification*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 970 pp.
- López-Belzunce M, Blázquez AM and Pretus J (2014) Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shoreface and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean). *Marine Environmental Research* 101: 169–183.
- López-Blanco C, Gaillard MJ, Miracle MR et al. (2012) Lake level changes and fire story at Lagunillo del Tejo (Spain) during the last millenium: Climate or human impact? *The Holocene* 22(5): 551–560.
- López-Buendía A, Bastida J, Querol X et al. (1999) Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology* 157(3–4): 235–254.
- McCarthy JJ, Canziani OF, Leary NA et al. (2001) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2001*. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 1033 pp. Available at: http://www.preventionweb.net/files/8387_wg2TARfrontmatter1.pdf.
- Machado MJ, Benito J, Rico MT et al. (2012) Controles climáticos y ambientales en los registros de paleocrecidas de la Rambla de la Viuda (Castellón). In: González-Díez A (ed.) *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Santander: Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 437–444.
- Macklin MG and Woodward JC (2009) River systems and environmental change. In: Woodward J (ed.) *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford: Oxford University Press, pp. 319–352.
- Macklin MG, Benito G, Gregory KJ et al. (2006) Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66(1–2): 145–154.
- Magny M, De-Beaulieu JL, Drescher-Schneider R et al. (2007) Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accessa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26(13–14): 1736–1758.
- Magny M, Vannière B, Camilla C et al. (2011) Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30(19–20): 2459–2475.
- Magny M, Vannière B, Zanchetta G et al. (2009) Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19(6): 823–833.
- Marco-Barba J, Mesquita F and Miracle MR (2013a) Ostracod palaeolimnological analysis reveals drastic historical changes in salinity, eutrophication and biodiversity loss in a coastal Mediterranean lake. *The Holocene* 23(4): 556–567.
- Marco-Barba J, Holmes J, Mesquita F et al. (2013b) The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios* 46(5): 409–421.
- Martín-Puertas C, Valero BL, Mata MP et al. (2008) Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. *The Holocene* 18(6): 907–921.
- Mayewski PA, Rohling EE, Stager JC et al. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62(3): 243–255.

- Mediato JF and Santisteban JI (2006) Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero* (Núm. Monográfico Especial) 117: 519–524.
- Miramont C, Jorda M and Pichard G (1998) Evolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne: l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie Physique et Quaternaire* 52(3): 381–392.
- Morellón M, Valero-Garcés B, Vegas-Vilarrúbia T et al. (2009) Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28(25–26): 2582–2599.
- Moreno A, Valero-Garcés BL, González-Sampériz P et al. (2008) Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40(3): 943–961.
- Navarro-Hervás F, Ros-Salas MM, Rodríguez-Estrella T et al. (2014) Evaporite evidence of a mid-Holocene (c. 4550–4400 cal. yr BP) aridity crisis in the southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences. *The Holocene* 2(4): 289–502.
- Pantaleón-Cano J, Yll EI, Pérez-Obiol R et al. (2003) Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería-Spain). *The Holocene* 13(1): 109–119.
- Peña JL, González JR and Rodríguez JI (1996) Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la depresión del Ebro durante el Holoceno superior. In: Pérez-Alberti A, Martini P, Chesworth W, et al. (eds) *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Santiago de Compostela: Xunta de Galicia, pp. 63–80.
- Peña JL, Echeverría MT, Petit-Maire et al. (1993) Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (depresión del Ebro, Zaragoza). *Geographicalia* 30: 321–332.
- Pérez-Obiol R, Jalut G, Julià R et al. (2011) Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene* 21(1): 75–93.
- Piccarretta M, Caldara M, Capolongo D et al. (2011) Holocene geomorphic activity related to climatic change and human impact in Basilicata, Southern Italy. *Geomorphology* 128(3–4): 137–147.
- Pichard G (1995) Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée* 3–4: 105–116.
- Pirazzoli PA (1991) *World Atlas of Holocene Sea Level Changes* (Elsevier oceanography series). Amsterdam: Elsevier Science, 300 pp.
- Pirazzoli PA (2005) A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews* 24(18–19): 1989–2001.
- Reed JM, Stevenson AC and Juggins S (2001) A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: The Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene* 11(6): 707–719.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869–1887.
- Riera S, Wansard G and Julià R (2004) 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: The Estanya lakes (Spain). *Catena* 55(3): 293–324.
- Rosselló VM (1972) Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía* 11: 7–25.
- Rosselló VM (1995) *L'Albufera de València* (Sèrie il·lustrada 11). Barcelona: Publicacions de l'Abadía de Montserrat, 190 pp.
- Rossi V, Amorosi A, Sarti G et al. (2011) Influence of inherited topography on the Holocene sedimentary evolution of coastal systems: An example from Arno coastal plain (Tuscany, Italy). *Geomorphology* 135(1–2): 117–128.
- Roy PS, Cowell PJ, Ferland MA et al. (1994) Wave-dominated coasts. In: Carter RWG and Woodroffe CD (eds) *Coastal Evolution*. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 121–186.
- Ruiz JM (2002) *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Unpublished PhD Thesis, Departamento de Geografía, Universitat de València.
- Ruiz JM and Carmona P (1999) La desembocadura del Guadalquivir en época medieval. Progradación deltaica y avulsión. In: Rosselló V (ed.) *Geoarqueología i quaternari litoral. Homenaje a Maria Pilar Fumanal*. València: Universitat de València, pp. 245–257.
- Ruiz JM and Carmona P (2005) La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de València. In: Sanjaume E and Mateu JF (eds) *Cuaternario litoral y geomorfología. Homenaje a V.M. Rosselló*. València: Departamento de Geografía, Universitat de València, pp. 399–419.
- Ruiz JM, Carmona P and Pérez-Cueva A (2014) Flood frequency and seasonality of the Júcar and Turia Mediterranean Rivers during the 'Little Ice Age'. *Méditerranée* 122: 121–130.
- Sabatier P, Dezileau L, Barbier M et al. (2010) Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181(1): 27–36.
- Sabatier P, Dezileau L, Colin C et al. (2012) 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77(1): 1–11.
- Sabatier P, Dezileau L, Condomines M et al. (2008) Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South France). *Marine Geology* 251(3–4): 224–232.
- Sanchis C (2001) *Regadiu i canvi ambiental a la Albufera de València*. València: Centre Valencià d'Estudis del Reg, Departamento de Geografía, Universitat de València, 337 pp.
- Sancho C, Peña JL, Muñoz A et al. (2008) Holocene alluvial morphosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena* 73(3): 225–238.
- Sanjaume E (1974) El cordón litoral de la Albufera de Valencia. Estudio sedimentológico. *Cuadernos de Geografía* 14: 61–96.
- Sanjaume E, Segura F, López-García MJ et al. (1992) Recent sedimentation in the Valencia Lagoon: Preliminary results. *Journal of Coastal Research* 8(3): 668–698.
- Santisteban C, Marco-Barba J and Miracle MR (2009) La evolución Holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta* 46: 99–102.
- Schmocker-Fackel P and Naef F (2010) Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 1581–1594.
- Shannon CE and Weaver W (1949) *The Mathematical Theory of Communication*. Urbana, IL: University of Illinois Press, 117 pp.
- Simón JL (1984) *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica Oriental*. Teruel: Instituto de Estudios Turolenses, 270 pp.
- Somoza L, Barnolas A, Arasa A et al. (1998) Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117(1–2): 11–32.
- Soria JM, Sahuquillo M and Miracle MR (2005) Relaciones entre las aportaciones a la zona regable del río Júcar y la conductividad de la Albufera de Valencia. *Limnetica* 24(1–2): 155–160.
- Stewart I and Morhange Ch (2009) Coastal geomorphology and sea-level change. In: Woodward JC (ed.) *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford: Oxford University Press, pp. 385–413.
- Thorndycraft VR and Benito G (2006a) Late-Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena* 66(1–2): 34–41.

- Thorndycraft VR and Benito G (2006b) The Holocene fluvial chronology of Spain: Evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25(3–4): 223–234.
- Torres T, Ortiz JE, Martín-Sánchez D et al. (2014) The long Pleistocene record from the Pego-Oliva marshland (Alicante-Valencia, Spain). London: Geological Society of London, Special Publications V. 388: 429–452.
- TYPSA (2003) *Batimetría actual del lago de l'Albufera, E 1:20.000*. Valencia: TYPSA, Ministerio de Medio Ambiente, Confederación Hidrográfica del Júcar.
- Usera J and Blázquez AM (1997) Influencia del sustrato en la distribución y ecología de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Revista Española de Micropaleontología* 29(2): 85–104.
- Usera J, Blázquez AM, Guillem J et al. (2006) Evolución holocena de la Marjal de Peñíscola (Castellón, España) deducida del estudio de sus foraminíferos fósiles. *Revista Española de Micropaleontología* 38(2–3): 381–393.
- Vegas R (1992) The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics* 203(1–4): 249–261.
- Vicente E and Miracle MR (1992) The coastal lagoon Albufera de Valencia: An ecosystem under stress. *Limnetica* 8: 87–100.
- Viñals MJ (1991) *Evolución geomorfológica de la Marjal de Oliva-Pego (Valencia)*. PhD Thesis, Departamento de Geografía, Universitat de València.
- Viñals MJ and Fumanal P (1995) Quaternary development and evolution of the sedimentary environments in the Central Mediterranean Spanish coast. *Quaternary International* 29(30): 119–128.
- Wanner H, Beer J, Bütikofer J et al. (2008) Mid to Late-Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews* 27(19–20): 1791–1828.
- Wanner H, Solomina O, Grosjean M et al. (2011) Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30(21–22): 3109–3123.
- Weiss H, Courtney MA, Wetterstrom W et al. (1993) The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization. *Science* 261(5124): 995–1004.
- Woodroffe CD and Saito Y (2011) River-Dominated coast. In: Wolanski E and McLusky DS (eds) *Treatise on Estuarine and Coastal Science, Vol. 3: Estuarine and Coastal Geology and Geomorphology*. Amsterdam: Elsevier, pp. 117–135.
- Zazo C (2006) Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología* 20(3–4): 115–130.
- Zazo C, Goy JL, Dabrio CJ et al. (2008) Coastal archives of palaeoenvironmental changes along the Mediterranean-Atlantic area during the last 15 Kyr. *Quaternary International* 181(1): 72–87.
- Zazo C, Goy JL, Somoza L et al. (1994) Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research* 10(4): 933–945.
- Zielhofer C and Faust D (2008) Mid- and Late-Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 27(5–6): 580–588.
- Zielhofer D, Faust D, Baena R et al. (2004) Centennial-scale late Pleistocene to mid-Holocene synthetic profile of the Medjerda floodplain (Northern Tunisia). *The Holocene* 14(6): 851–861.



Multi proxy analysis for reconstructing the late Holocene evolution of a Mediterranean Coastal Lagoon: Environmental variables within foraminiferal assemblages

M. López-Belzunce^{a,*}, A.M. Blázquez^b, P. Carmona^c, J.M. Ruiz^c

^a Environmental and Marine Sciences Research Institute, Escuela de Doctorado, Catholic University of Valencia, C/Guillem de Castro 94, 46003 Valencia, Spain

^b Environmental and Marine Sciences Research Institute, Catholic University of Valencia, C/ Guillem de Castro 94, 46003 Valencia, Spain

^c Department of Geography, University of Valencia, Av. Blasco Ibáñez, 28, 46010 Valencia, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Foraminifera
Coastal Lagoon evolution
Paleoenvironments
Western Mediterranean

ABSTRACT

This study reconstructs the evolution of foraminiferal assemblages and the environmental variables (type of substrate, content in calcium carbonate and content in organic matter) in the Valencia lagoon (western Mediterranean) in response to changes in the late Holocene. In this area of low tidal range, several multiproxy analyses were carried out to determine which environmental variables influence the distribution of the fossil assemblage, and its association with global, regional or local climatic phenomena. The statistical results show that in environments with higher exposure to marine conditions, the calcium carbonate content is the dominant factor, whereas in more restricted environments the type of substrate (grain size) is determinant. The micro-paleontological content reveals the evolution from a saline paleoenvironment with a clear marine influence towards the hyposaline or freshwater conditions, recorded at the top.

Three phases were identified in the evolution of this area from 2800 cal yr BP to the present. A brackish lagoon with marine connection at the base, followed by a deposit of brackish lagoon (1232 ± 74 cal yr BP – 791 ± 104 cal yr BP), culminating in a brackish marsh (791 ± 104 cal yr BP to present), interpreted as the definitive closure process of the lagoon, favored by the coastal progradation processes related with an extraordinary input of sediments. These findings reflect the climatic variability of the Medieval Climate Optimum (MCO) (1.05 and 0.65 kcal BP) and the migration of the river Turia mouth, which favored the coastal progradation processes. The flood events registered at this phase, may have coincided with changes in the landscape and greater anthropic influence at the end of the LIA, 150 cal yr BP. Coastal processes are mainly responsible for the evolution of this area during phase I, while the influence of fluvial processes is significant towards the top, especially in phase III.

1. Introduction

Barrier island systems and other coastal areas have been widely studied in the attempt to determine changes in climate and variations in the sea level during the Holocene (Triantaphyllou et al., 2009; Leorri et al., 2012; Pérez-Asensio et al., 2012; Di Bella et al., 2013; Benito et al., 2015a, 2015b; Cosentino et al., 2016). On the Mediterranean coasts, several authors have established the paleoenvironmental evolution of these environments during the Holocene (Magny et al., 2007; Delgado et al., 2012; Ferrer and Blázquez, 2012; Mauz et al., 2012; Ghilardi et al., 2013; Burjachs et al., 2015; Degeai et al., 2015; Vacchi et al., 2016; Blázquez et al., 2018). Moreover, the study of fossil assemblages also allows inferences regarding other environmental

conditions, such as the degree of energy, nutrient supply, salinity and temperature (Koukousioura et al., 2012; Di Bella et al., 2013; Dolven et al., 2013; Triantaphyllou, 2014).

As far as paleoclimatology is concerned, in the western Mediterranean many studies have associated the Holocene evolution of coastal areas with the climate changes associated with the Bond cycles (Bond et al., 1997, 2001) and with variations in the North Atlantic Oscillation (NAO) (Zazo et al., 2008; Fletcher and Zielhofer, 2013; Melis et al., 2018; Blázquez et al., 2017). According to Goy et al. (2003) and Bardají et al. (2011), the most significant events in the Iberian Peninsula were those of 8.2 ka, 5.9 ka and 1.4 ka BP, resulting in more arid phases which in turn caused the reactivation of sedimentation (Blain et al., 2012). Over the last 3000 years, during the 2.8 ka Bond

* Corresponding author.

E-mail address: malobel@ucv.mail.es (M. López-Belzunce).

event the water sheet in the lakes dried or descended, and, during the Roman (Ibero-Roman) Climate Optimum, sedimentation in lakes was recorded (Schröder et al., 2018). The Medieval Climate Optimum (MCO: 1050–650 cal yr BP, 900–1350 CE) was a very warm period in the Iberian Peninsula (Moreno et al., 2012; Martín-Puertas et al.; 2009) characterized by the transition from forest landscapes to more open landscapes, resulting in the change of land uses as human activity increased. This period was related to positive phases of the NAO, with aridity in the western Mediterranean and with extraordinary flood events (Mensing et al., 2015). Finally, the Little Ice Age (LIA: 1550–1700 CE, 700–150 cal yr BP) manifests itself in the western Mediterranean in an increase in the frequency of torrential rains and catastrophic floods, which alternate with prolonged droughts of a climatic nature (Barriendos and Martín-Vide, 1998; Llasat et al., 2010). These climatic variations are also related to the NAO (Mensing et al., 2015; Dermody et al., 2012).

From the eustatic point of view, the maximum flooding of the sea during the Holocene in the western Mediterranean was recorded around 6000–5000 BP (Pirazzoli, 2005; Zazo et al., 2008; Blázquez et al., 2017; Rodríguez-Pérez et al., 2018). The rise and subsequent stabilization of the sea level caused the formation of deltas 5500 cal BP (Stefani and Vincenzi, 2005; Carmona and Ruiz, 2011; Anthony et al., 2014) and barrier island systems (Marco-Barba et al., 2013; Fanget et al., 2014; Carmona et al., 2016). The curve of the sea level reconstructed by Vacchi et al. (2018) for the Gulf of Valencia indicates discrepancies with respect to the glacial and hydro-isostatic adjustment (GIA) pattern, which they attribute to historical seismicity (Olivera et al., 1992; Anzidei et al., 2014) and to the compaction factor of the basins. In the Gulf of Valencia, differences in subsidence or vertical movements may have affected the morphology and construction phases of the coastal barrier lagoon system (Carmona and Ruiz, 1999; Albarracín, 2013; Giner-Robles et al., 2015), since subsidence rates of 12.8 cm/kyr have been recorded in the last 200 ka (Zazo et al., 1993). Moreover, GPS vertical velocities reflect a general subsidence trend (< 2mm/yr), especially for the Valencia coastal plains (Serpelloni et al., 2013). According to Vacchi et al. (2018), in this RSL curve a major deceleration can be discerned over the last 6000 years (1 mm/yr) and in particular for the last 2000 years (0.5 mm/yr) in the western Mediterranean. Therefore, 2000 years ago the sea level was only 0.7 m ± 0.2 m below its present-day position.

The main mechanisms responsible for paleoenvironmental changes are difficult to identify. What is more, over the past 2500 years the issue seems to have been conditioned by both climatic variability during the Holocene and by human action (Riera et al., 2004; Butzer, 2005; Pérez-Obiol et al., 2011; Del Barrio Fernández et al., 2012). The sedimentary record contains other signs such as fluvial flood events (Barriendos and Martín-Vide, 1998; Benito et al., 2015a, 2015b; Sospedra et al., 2017) and storms (Sabatier et al., 2012; Pardo-Pascual et al., 2014) which might have influenced the morphogenesis of the coastal lagoon.

Identifying the mechanisms that play the greatest role in the stabilization of coastal environments would provide essential information for improving the prediction of the range of changes in sea level in the short and medium term. The Mediterranean basin may be one of the areas most affected by current climate change, given its high sensitivity to variations in the climate (Fletcher and Zielhofer, 2013) and the increasingly intense impact of human activity (Bellin et al., 2013; Filip and Giosan, 2014; Pascual-Aguilar et al., 2015).

1.1. Study area

The coastal system scope of this study is formed from the sedimentary deposits of the Júcar and Turia rivers and the ravines of Catarroja and Poyo (Sanchis, 2001; Ruiz and Carmona, 2005) (Fig. 1). From the dynamic perspective, coastal processes are controlled by waves, wind and longshore drift (N-S). The tidal influence, with an average daily oscillation around 15 cm, is negligible. Barrier-island

formation extends between the Turia river delta and the cape of Cullera. At the northern end (Turia river delta) the barrier has been taken over by the Valencia city port installations. To the south, the barrier presents different morphologies closely related with Pleistocene calcarenite outcrops and neotectonics (Carmona and Ruiz, 1999).

From the archaeological and historical point of view, in the Roman Era (3rd century CE) and the early Middle Ages (8th and 9th centuries AD), the natural discharge and morphology of the riverbed allowed fluvial navigation as far as the city of Valencia through the deltaic paleochannel of La Punta. The Roman river port may be related to the marine anchorages of Pinedo beach (2nd century BCE to 3rd century CE). Although still catalogued as a navigable river in the 14th century, channel widening, overloading and the steep slope made fluvial transit impossible (Ruiz and Carmona, 1999). This is why the sea port was built in the later Middle Ages. Towards the continental sector, on the right bank of the Catarroja ravine and 3 km from the 17th century Catarroja port is a Roman villa (Pepita Hort) situated on a Pleistocene topographical prominence. A major anthropogenic phase of pinewood deforestation took place near the Turia headwaters between 2530 and 1940 cal BP (Aranbarri et al., 2014). The geoarchaeological data suggest that there may have been a lagoonal harbor in Roman times connected to the sea, today landlocked. At present, the wetland area is mainly used for the cultivation of rice; its phase of maximum expansion coincided with the largest reduction in the lagoon, during the 19th century (García Labrandero (1959)).

In this area, multidisciplinary studies (micropaleontological, sedimentary, chronostratigraphic, etc.) have been carried out on the margins of the lagoon near the coast (Santisteban et al., 2009; Marco-Barba et al., 2013). According to these authors, the evolution of the barrier presents two phases: the first corresponding to a rapid increase in sea level from the beginning of the Holocene to 6500 BP, and a second, with a more moderate ascent, with a sandy deposit in which the six units of progradation (H1-H6) described by Goy et al. (2003) in the Gulf of Almería, by Dabrio et al. (2000) in the Gulf of Cádiz and by Somoza et al. (1998) in the delta of the Ebro can be differentiated. Four periods of formation of the barrier are identified (Santisteban et al., 2009), the first between 6250 and 4700 BP in the northern sector; the second between 4400 and 2700 BP, which reaches further south; the third between 2500 BP and 1200 CE and the fourth, between 1200 CE and the present day, until the formation of the current barrier. Carmona and Ruiz (2011) identified a barrier formed by beach sand in the area to the north of the lagoon dated from 7500 to 7300 cal yr BP and underlying a coastal backbarrier (3360–3150 cal yr BP). In addition, Ruiz and Carmona (2017) dated the prograding sandbars of the north zone of the Albufera indicating the closure of the barrier lagoon during the High Medieval Period as a result of the migration of the mouth of the Turia river towards the south around 1650 cal yr BP. The sandbar is dated 1373 ± 173 cal yr BP. The study by Carmona et al. (2016) compared a core from the inner part of the wetland with six shallower cores located around the Turia mouth. These authors identified four phases in the evolution of the lagoon. The first was dated around 8240 ± 80 BP and corresponded to a brackish lagoon culminating with a deposit associated with the Holocene transgression maximum. A second phase, between 6450 cal yr BP and 3710 ± 130 cal yr BP, reflects a lagoon connected to the sea. Between 3710 ± 130 cal yr BP and 820 ± 90 cal yr BP (third phase) the open sea lagoon was progressively isolated until a freshwater lagoon emerged, coinciding with the increase in the frequency and magnitude of flooding in the Turia alluvial plain, during the Little Ice Age (Carmona and Ruiz, 2011). Finally, this freshwater lagoon environment changed to a flood plain environment, related to the sedimentary flood deposits.

Regarding the subsidence rates debated in this research, previous studies showed an average of 0.03 mm/yr (Albarracín, 2013) or 0.012 mm/yr (Zazo et al., 1993) in this area. Recent updates in the Palmar core (Marco-Barba et al., 2019) show sedimentation rates of between 6 mm/yr and 1.8 mm/yr until 1400 cal yr BP.

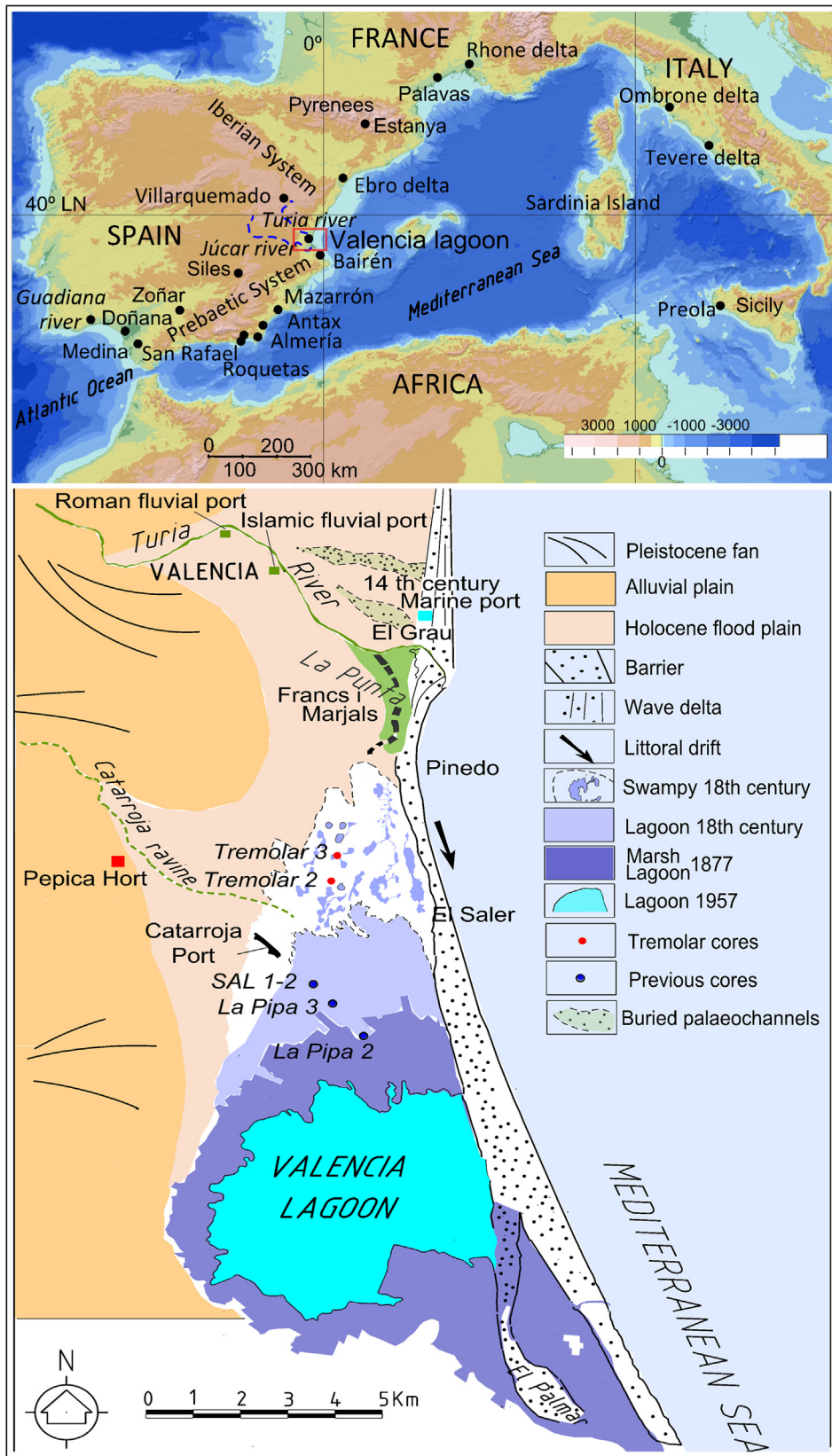


Fig. 1. Location of study area and the sampling stations. Geographical coordinates 39°19'54"N 0°21'08"O 39°19'54"N 0°21'08"O. Geomorphological map of the coastal barrier-lagoon of Valencia through time (Spain).

The main aim of the present study is to determine the paleoenvironmental changes of the Albufera de Valencia in its northern zone, where the deposits of the Turia river have a greater influence, on the basis of a multidisciplinary analysis of sedimentary cores and their relationship with the SAL 1/2 core (Carmona et al., 2016). The relationship with regional climatic and eustatic phenomena and with local factors offers the possibility of establishing a more complete model of the evolution of this space since the Middle Holocene, especially in the northern area closest to the coast.

2. Material and methods

In 2016, two new sedimentary cores were drilled as part of a project that aims to reconstruct the situation of the Valencia lagoon during the Holocene. The methodology used in this study combines geomorphological, stratigraphic, sedimentological and micropaleontological techniques (foraminifera, charophytes, ostracods) and ¹⁴C dating. The core was collected in the north of the Valencia lagoon, called Tremolar 2 (TRE2), with geographical coordinates 39°24'21"N, 0° 21'18"W, at 0.65 m a.s.l and 3.5 m deep and Tremolar 3 (TRE3), with geographical coordinates 39°24'40"N, 0°21'15"W at 0.75 m a.s.l and 3 m deep. Coring was carried out in this area using a 50 cm × 5 cm "Russian" corer. TRE3 and TRE2 are 0.6 km away from each other, and were collected at 3.5 km from the SAL1/2 core (Fig. 1).

Systematic sampling involved collection of the sediments at intervals of 10 cm interspersed between the micropaleontological and sedimentological samples. From the chronological perspective, eight radiocarbon dates were obtained from material (Cerastoderma sp, organic matter and peat) from both cores following the calibration curve (Reimer et al., 2013). The calibration was performed with the OxCal software (for details see Fig. 2) with the upper extreme corresponding to a contemporary date.

Textural distribution, carbonate content and the percentage of organic matter in 114 samples were analysed. A total of 27,653 benthic foraminifera were collected, grouped into 58 species and three different orders: Miliolida, Rotaliida and Textulariida.

2.1. Study of foraminifera

The micropaleontological analysis of the core was carried out by the Geology Laboratory at the Catholic University of Valencia. As mentioned above, there is a high level of human activity in this lagoon today, and so the present-day foraminifera distribution would not serve as a reliable reflection of the natural environment. The foraminiferal assemblages of present-day wetlands and lagoons can be extrapolated from the study of nearby wet areas (Usera and Blázquez, 1997; Guillem, 2008; López-Belzunce et al., 2014; Sanjuán and Blázquez, 2017), although none of them are free from the impact of human activity.

The determination of the paleoenvironment is based above all on the fossil content, especially of benthic foraminifera (Blázquez and Usera, 2010; Sacchi et al., 2014; Amorosi et al., 2009; Cearreta et al., 2016; Melis et al., 2017). For this, systematic sampling was carried out at intervals of 10 cm along the cores. A total of 56 samples were collected. Whenever possible, 300 specimens were counted: several authors (Buzas, 1990; Murray, 1991) state that this sample size is sufficient in order to identify foraminiferal assemblages.

Fatela and Taborda (2002) report that the species with proportions above 5% are well represented in a sample size of 100 shells, while Patterson and Fishbein (1989) suggest that if the species under study represent almost 50% of the assemblages, then only 50 individuals are needed.

The samples were wet sieved through a 0.063 mm screen. Foraminifera shells were picked (under a binocular stereomicroscope) using reflected light until a representative number of 300 individuals

Corer	Code	Material	Depth	Cal years BP
TRE2	Tremolar 2 112	Peat	0.45 m b.s.l	144 ± 125
TRE2	Tremolar 2 170	Vegetal remains	1.05 m b.s.l	791 ± 104
TRE2	Tremolar 2 220	Cerastoderma sp	1.55 m b.s.l	1073 ± 148
TRE2	Tremolar 2 270-280	Organic silt	2.15 m b.s.l	2797 ± 50
TRE2	Tremolar 2 280-290	Cerastoderma sp	2.25 m b.s.l	2648 ± 185
TRE2	Tremolar 2 310-320	Cerastoderma sp	2.55 m b.s.l	2941 ± 181
TRE3	Tremolar 3 158	Peat	0.85 m b.s.l	1232 ± 56
TRE3	Tremolar 3 230-240	Organic silt	1.65 m b.s.l	2401 ± 69

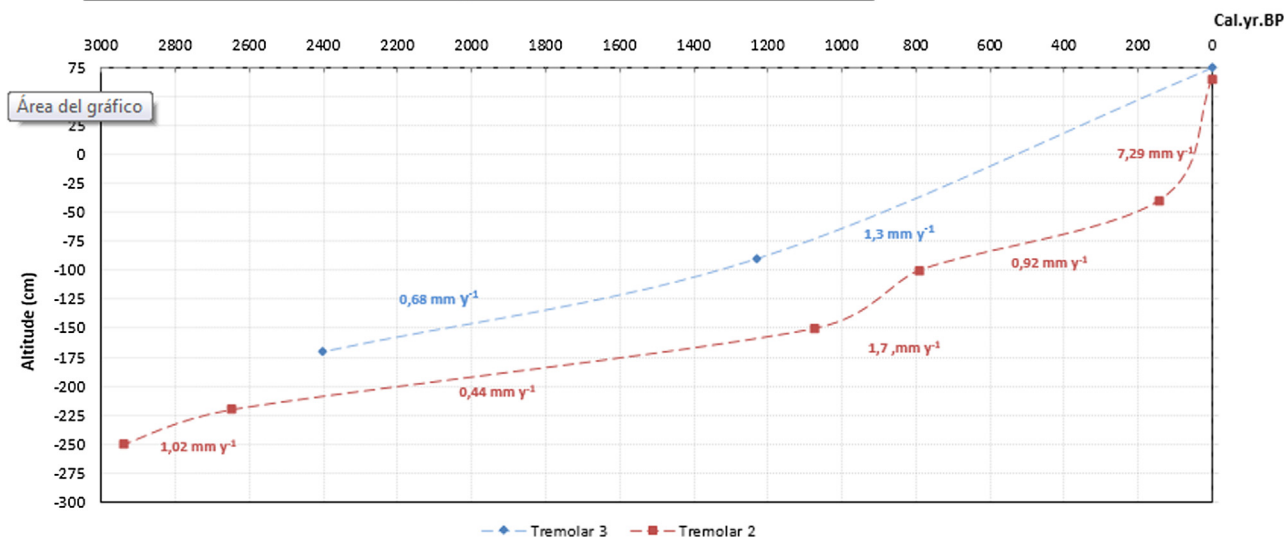


Fig. 2. Upper: Table with radiocarbon dates. Lower: Composite time–altitude (cm) model based on ¹⁴C dating and calibration curve following Reimer et al. (2013) of TRE2 and TRE3 cores.

Table 1

Paleoenvironments classification using Venice System, [McLusky and Elliott \(2017\)](#) and taking in consideration the characteristics of the Mediterranean area.

Venice System		Typical Environment
Salinity (ppt)	Salinity term	Freshwater
0–0.5	Limnetic	Near mouth of river or stream
0.5–5	Oligohaline	Upper estuary (influenced by marine environment- more restricted)
5.0–18	Mesohaline	Middle to lower estuary (influenced by marine environment- more open)
18–30	Polyhaline	Marine
30–40	Euhaline	Shallow bodies of saltwater, subjected to significant evaporation
> 40	Hypersaline	
McLusky and Elliott (2017) Transitional waters		
Type	Classical estuary	Characteristics
	Fjord	Tidally dominated at the seaward part; salinity notably reduced by freshwater river inputs; riverine dominance inward
	Lentic non-tidal lagoon	Land freshwater seepage or markedly seasonal riverine inputs; limited tidal influence; stratified; long narrow, glacially eroded sea inlet, step sided, sill at mouth
	Lentic microtidal lagoon	Limited exchange with coastal area through a restricted mouth, separated from sea by sand or shingle banks, bars, coral, etc., shallow area, tidal range ≤ 50 cm
	Ria	As above but with tidal range ≥ 50 cm
	Fjord	Drowned river valley, some freshwater inputs; limited exchange
	River mouth	Glacially carved embayment, sea inlet, smaller than fjord; limited freshwater inputs
	Delta	River outlet as well-defined physiographic coastal feature
	Coastal freshwater/brackish water plume	Low energy, characteristically shaped, sediment dominated, river mouth area, estuary outflow
		Outflow of estuary or lagoon, notably diluted salinity and hence differing biota than surrounding coast
Lentic non-tidal lagoon		
Type	Brackish lagoon with marine connection	Characteristics
	Brackish lagoon (without marine connection)	Exchange with coastal area, limited by sand barrier
	Brackish marsh	Early closing of the lagoon by the sand barrier, permeable barrier
	Brackish marsh with fluvial influence	Middle closing, more disconnected from the coastal area and with shallow bodies with significant evaporation (hypersaline)
	Freshwater lagoon	Late closing from the coastal area, more influenced from the fluvial inputs (oligohaline)
	Swampy environment	Totally isolated from the open sea, controlled by fluvial inputs (limnetic)
		High levels of organic matter from vegetal origin

per sample was obtained. The foraminifera were classified following [Loeblich and Tappan \(1988\)](#) and [Hayward et al. \(2017\)](#) for generic attributions.

The data obtained were quantitatively analysed, and the diversity index ([Shannon and Weaver, 1949](#)), equitability and Fisher's alpha ([Fisher et al., 1943](#)) were calculated. The alpha index is unreliable in samples of fewer than 100 individuals ([Murray, 2006](#)).

For the classification of paleoenvironments of different salinity, the Venice System (1958) was used, especially in order to distinguish oligohaline, euhaline and hypersaline waters. However, this classification is more suitable in environments with significant tides. Other classifications such as the EU Water Framework Directive define transitional waters as “bodies of surface water in the vicinity of river mouths which are partially saline in character as a result of their proximity to coastal waters but which are substantially influenced by freshwater flows” (European Communities, 2000). For [McLusky and Elliott \(2017\)](#), these transitional waters are largely assimilated to estuaries, which are associated with brackish water ([Table 1](#)), both on tidal and microtidal coasts. Therefore, in this study the term “transitional waters” refers to non-tidal brackish water lagoons. The term “lentic non-tidal lagoons” includes environments depending on the species of foraminifera, the geomorphological characteristics, and the classifications used in other similar studies of adjacent zones. The characteristics of the environments defined are shown in [Table 1](#).

2.2. Sedimentary analysis

The sedimentary analysis of the core was carried out by the Geomorphology Laboratory at the Geography Department of Valencia University. Texture was determined by dry sieving (sand fraction $> 4 \phi$) and the pipette method (silt and clay fractions). Grain size was calculated with the Gradistat software package ([Blott and Pye, 2001](#)). The sedimentological information was completed with binocular

stereomicroscope observations of sand grains. The colour was evaluated on dry samples with the help of the Munsell charts.

Organic matter was determined using the Walkley Black method ([Walkley and Black, 1934](#)) and the proportion of calcium carbonate was calculated using a Bernard calcimeter.

2.3. Statistical analysis

Numerous methods have been developed to quantitatively reconstruct paleoenvironmental variables. These methods differ in terms of the numerical assumptions made regarding the data used: for instance, whether the taxon-environment response is unimodal (Gaussian) or linear ([Sejrup et al., 2004](#)).

First, Principal Component Analysis (PCA) was carried out to extract the most important foraminiferal assemblages. Due the high variability of the study area, with a mean value of 27 foraminiferal taxa per sample, we had to represent the benthic foraminifera taxa with a relative abundance $\geq 1\%$ in the samples collected. This left us with five species, representing around 95% of the total analysed.

A Detrended Correspondence Analysis (DCA) was calculated to determine whether the distribution of species was linear or unimodal ([Leps and Smilauer, 2005](#)). A linear response was observed, so we performed Redundancy Analysis (RDA), which relates the species to the environmental parameters considered (depth, grain-size, organic matter content and calcium carbonate). For this analysis we used the software Canoco 4.5 ([Ter Braak and Smilauer, 2002](#); [Leps and Smilauer, 2005](#)). In order to determine whether there is an association between the samples in the three surveys, a cluster analysis hierarchical classification was performed.

3. Results

Several distinct paleoenvironments were determined on the basis of

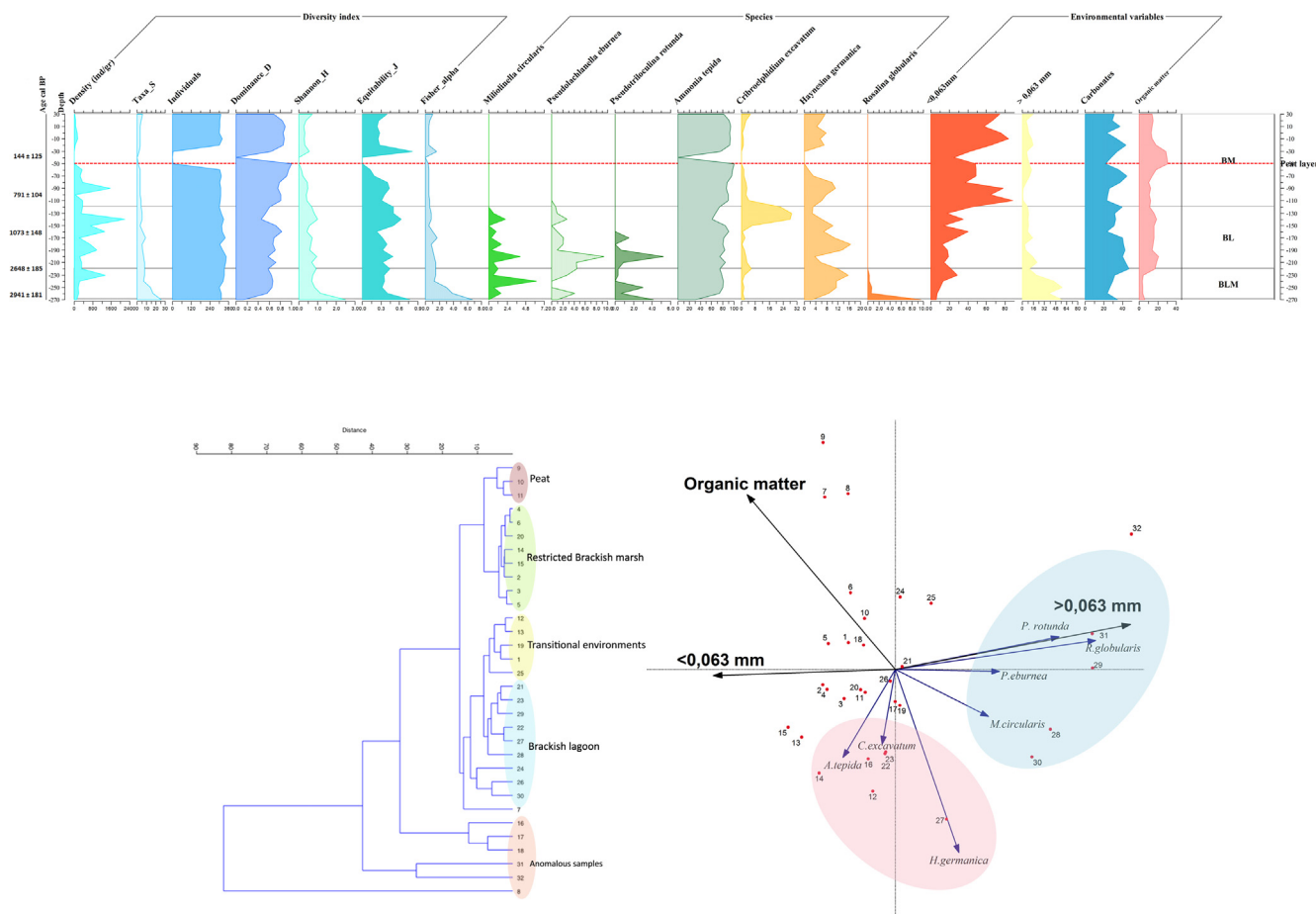


Fig. 3. TREMOLAR 2 core, Upper: Composite diagram including key selected variables. Lower: Multivariate analyses based in benthic foraminifera: Correlation between Cluster Q-type analysis of samples and distribution of species according the environmental variables, in the analysis by redundancy analysis (RDA).

the sedimentary variables, the main foraminiferal assemblages and the relationship between the two, through statistical correlations.

For the statistical analysis of RDA, the following environmental variables were included: sand content, silt and clay content, organic matter content and carbonate content. All of them were related to the benthic foraminiferal assemblage recorded. The results of these core analyses are presented below.

3.1. Core Tremolar 2 (TRE2)

In the TRE2 core (Fig. 3), a change in trend of the environmental variables was seen from 2.3 m b.s.l upwards, with an increase in carbonate and organic matter content. The carbonate distribution recorded a reduction at 1.5 m b.s.l and an increase at 1.2 m b.s.l; from this latter level upwards, the organic matter content began to decrease, although between 0.5 m b.s.l. and 0.6 m b.s.l. the trend reversed, since the carbonate content fell and the percentage of organic matter (peat) rose. Six ¹⁴C datings were carried out in this core (Fig. 2). The resulting ages were consistent with other results of ¹⁴C dating in the study area (Carmona et al., 2016). However, an anomalous dating was observed at 2.15 m b.s.l (2797 ± 50 cal yr BP).

The species *Ammonia tepida* (Cushman), *Haynesina germanica* (Ehrenberg) and *Criboelphidium excavatum* (Terquem) are associated with brackish lagoon environments (Debenay, 2000; Debenay and Guillou, 2002; Gregory et al., 2015). The vertical distribution of the core shows how the increase in *C. excavatum* at 1.4 m b.s.l. coincides with the change from a brackish lagoon with low marine connection to a brackish marsh. The diversity and richness indices show a downward trend from the base to the top of the core, which indicates the greater

marine influence in unit BLM. At 1.2b.s.l. to 0.6b.s.l Fisher's alpha values were lower, possibly indicating a change in environment.

Although the dominant assemblage was quite homogeneous, along the core four groups were identified by the cluster analysis (Fig. 3). One group (samples 32 and 31), with a higher proportion of sands, presented the greatest diversity of species in the core, remains of *Posidonia oceanica* (Delile) and a mixed assemblage of stenohaline species such as *Rosalina globularis* (D'Orbigny), and euryhaline species (*H. germanica* and *A. tepida*), with the occasional presence of species associated with *Posidonia oceanica* such as *Nubecularia lucifuga* Defrance, *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob), *Massilina secans* (D'Orbigny) and *Planorbulina mediterraneensis* D'Orbigny. A second group (samples 30–21), characterized by a lower presence of sands, the presence of marine species and the progressive dominance towards the top of euryhaline species (samples 25–21). Samples 18–16 presented a significant increase in *C. excavatum* and contained the miliolide *Miliolinella circularis* (D'Orbigny), which is more common in more brackish waters (Gregory et al., 2015); in these samples the silt and clay fractions increase. Finally, in the fourth group (samples 15–1), *A. tepida*, *H. germanica* and *C. excavatum* predominate, with the occasional appearance of species such as *Discorinopsis aguayoi* (Bermúdez), and *Trochammina inflata* (Montagu). These euryhaline and eurythermic species are frequent in lagoons of hyposaline waters and muds or silts rich in organic matter (Scott and Medioli, 1980; Zaninetti, 1984; Albani et al., 1984; Murray, 1991).

According to the RDA analysis (Fig. 3, Table 2) the variables that best describe the variance of the data are, first, the grain size (sands), followed by the organic matter content and the silt and clay content. In these samples, the environmental variable carbonates do not play an important role in the foraminiferal distribution. The species identified

Table 2
Statistical results of redundancy analyses (RDAs).

RDA						
<i>Tremolar 2</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.281	0.136	0.064	0.160		
Species-environment correlations	0.873	0.759	0.643	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	28.1	41.7	48.1	64.1		
of species-environment relation	58.4	86.7	100.0	0.0		
Correlation						
> 0.063 mm	0.8263	0.1368	0.1730	0.0000	10,569	< 0.0010
Organic matter	-0.5217	0.5332	-0.2488	0.0000	6266	< 0.0010
< 0.063 mm	-0.6403	-0.0189	0.4373	0.0000	4788	< 0.0030
<i>Tremolar 3</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.283	0.063	0.295	0.195		
Species-environment correlations	0.748	0.505	0.000	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	28.3	34.6	64.1	83.6		
of species-environment relation	81.9	100.0	0.0	0.0		
Correlation						
< 0.063 mm	-0.3708	0.4389	0.0000	0.0000	6778	< 0.0010
Carbonates	-0.5217	-0.2347	0.0000	0.0000	3534	< 0.0140
<i>Sal1/2</i>	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4	F value	p Value
Eigenvalues	0.324	0.005	0.000	0.591		
Species-environment correlations	0.595	0.320	0.180	0.000		
Cumulative percentage variance of species data	32.4	32.9	32.9	92.0		
of species-environment relation	98.3	99.9	100.0	0.0		
Correlation						
Carbonates	0.5096	-0.0639	0.0000	0.0000	17,150	< 0.0010
< 0.063 mm	-0.4127	-0.1127	0.0.0000	0.0000	6938	< 0.0090

as typical of marine habitats are best described by the sand content variable. The sand distribution accounted for 58.4% of the variance of the data and organic matter 28.3%; together, they accounted for 86.7% of the variance.

Two ^{14}C dates were obtained at 2.2 m b.s.l. (lowermost part, unit BL), from 2648 ± 185 cal yr BP and another at 2.1 m b.s.l. from 2797 ± 50 cal yr BP, differing by only ~ 100 years. As pointed out above, this last date was identified as anomalous and was therefore dismissed; the original material differed from the other calibrated dates and might have misled the interpretation of the other dates obtained in this core. At 1.5 m b.s.l., the third ^{14}C dating indicated an age of 1073 ± 148 cal yr BP.

In relation to the sedimentation rates, at the base of the core the rates found were around ~ 1 mm/yr up to 2797 ± 50 cal yr BP. They then declined to a rate of ~ 0.4 mm/yr around 1073 ± 148 cal yr BP (the minimum values in the core). From that point, they rose to values similar to those found at the base of the core (by 1.7 mm/yr, 0.9 mm y^{-1}), reaching maximum increases of ~ 7 mm/yr from 144 ± 125 cal yr BP onwards (Fig. 2).

3.2. Core Tremolar 3 (TRE3)

In core TRE3 (Fig. 4) the carbonate distribution is highly variable, while the organic matter is more constant. The organic matter content rises at 0.9 m b.s.l. (presence of plant remains); from that point onwards until the top, the carbonate and organic matter decrease, with a recovery at the top between 0.2 m b.s.l. and 0.1 m a.s.l. The proportion of silts and clays increases considerably from 1.7 m b.s.l. upwards, with a maximum of 0.1 m b.s.l. The presence of sands is greater at the bottom of the core. Two ^{14}C dates were recorded, one at 1.75 m b.s.l., with an age of 2401 ± 69 cal yr BP, and another at 0.85 m b.s.l., with an age of 1232 ± 56 cal yr BP.

In the analysis of the assemblage (Table 3), *A. tepida* dominates at 1.5 m b.s.l.; at this point, it begins to descend until 1 m b.s.l., coinciding with the maximum abundance of *C. excavatum* and *H. germanica*.

Adelosina laevigata (D'Orbigny) and *Pseudolachlanella eburnea* (D'Orbigny) are considered eurytopic species and some authors record them as autochthonous in marsh sediments and estuaries (Usera et al., 1996). They disappear upwards of 1.5 m b.s.l. From 0.9 m b.s.l. *A. tepida* predominated once again, being practically the only species. At the top of the core *Entzia macrescens* (Brady) appears, typical of marsh environments (Guillem, 2008). Regarding the diversity and richness indices, the highest values of the Shannon and Fisher's alpha indices are located at the bottom of the core. Between, 1.30 m b.s.l. and 0.9 m b.s.l. the density of foraminifera is extremely high, coinciding with a high organic matter content.

Three units were distinguished based on the species studied, the sedimentological analysis and the statistical variables, which are described in detail in Table 3. The ^{14}C dating reveals ages of 791 ± 104 cal yr BP (1 m b.s.l.) and 144 ± 125 cal yr BP (-0.4 m b.s.l.).

Regarding the Cluster analysis, the dominant association presents few variations. Unit BM was clearly differentiated in the cluster (samples 8–1) (Fig. 4). Another grouping of samples (13–9) dominated by the presence of *D. aguayoi* (Bermudez) species is also notable; this euryhaline species is very common in the marshes and lagoons of the Mediterranean area, in warm waters and in muddy bottoms (Scott et al., 1979; Lévy, 1982, 1989; Gasse et al., 1987). These samples also present sediments rich in rhizotubules, related to events of saturation. Finally, another grouping of samples with greater diversity is recorded (samples 23–21) in which the dominant assemblage is a mixture of stenotopic and eurytopic species. The typical brackish water species (*A. tepida*, *C. excavatum*, *P. eburnea*, *H. germanica*) are mixed with marine water species; particularly abundant among the latter are *R. globularis*, an epiphyte on seaweed and seagrass, especially in the leaves (Blanc-Vernet, 1984; Langer, 1993; Ribes et al., 1992), and *A. laevigata*. The samples not labelled are highly variable (Fig. 4)

The RDA (Fig. 4, Table 2) indicates that the silt and clay fraction is the variable that best explains the distribution of the various species throughout the core (81.9%), followed by carbonates (18.1%).

Table 3

Main micropalaeontological results and dominant assemblages in each unit of samples collected (TRE2 and TRE3 core).

Tremolar 2		Tremolar 3	
Paleoenvironmental unit	Overview	Foraminifera assemblages	Other fossils
BM UNIT (Samples 1–16)(0.3 a.s.l to 1.2 m b.s.l)	Subunit I: (samples 16–7)(1.2 m to 0.3 m b.s.l. Low diversity indexes (only 3 taxa) Subunit II: (samples 7 to 1) (0.3 m b.s.l a 0.3 m a.s.l.) Dominance of species from hyposaline conditions, still remains the association from Subunit I	<i>Ammonia tepida</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Discorinopsis aguayoi</i> <i>Entzia macrescens</i> <i>Trochammina inflata</i>	Broken shells, rhizotubule precipitates is observed. Sediment with pyrite concretions typical of anoxic environments and emergence of a layer of peat.
BL UNIT Samples 17 to 26. (1.2 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	Lower diversity indexes in the shallower samples of the unit, the brackish species remains.	<i>Haynesina germanica</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Miliolinella circularis</i>	Fragments of molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropod and plant structures, the typical marine species disappears. Significant increase of <i>Criboelphidium excavatum</i> .
BLM UNIT Samples 27 to 32. (2.8 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	In the deepest samples of the unit, well preserved species typical from marine open environments. Increase the dominance of species from more restricted environments at the top of this unit.	<i>Rosalina globularis</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Criboelphidium excavatum</i>	Many molluscs: bivalves, marine ostracods and gastropod, fragments of <i>Posidonia oceanica</i> . Species typical from marine environments as <i>Planorbulina mediterraneensis</i> . the ostracod <i>Cyprideistorosa</i> (Jones) in live position.
BM UNIT (samples 10 a la 1) (0.8 m b.s.l to 0.1 a.s.l)	Subunit I (samples 10–4) (0.9 m b.s.l-0.3 m b.s.l). Total absence of foraminifera at 0.7 m b.s.l Subunit II (samples 4–1) (0.3 m b.s.l to 0 m a.s.l). The association is only composed by two species.	<i>Ammonia tepida</i> . <i>Trichoyalus aguayoi</i> (occasional appearance)	Fragments of shells and rhizotubule precipitates is observed.
BL UNIT (samples 19 to 10) (1.8 m b.s.l to 0.8 m b.s.l)	Brackish species and low diversity indexes.	<i>Ammonia tepida</i> <i>Entzia macrescens</i> (occasional to the top)	Pyrite concretions and peat fragments abundant to the top of the unit.
BLM UNIT I (samples 23 to 19) (1.8 m b.s.l to 2.2 m b.s.l)	Presence of species from open marine environments mixed with brackish species.	<i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Adelosina laevigata</i> <i>Pseudolachlanella eburnea</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Criboelphidium excavatum</i> <i>Haynesina germanica</i> <i>Rosalina globularis</i>	Shells poorly preserved, high presence of rhizotubule precipitates and gastropods. High presence of brackish and marine gastropods and ostracods like <i>Cyprideis torosa</i> . The shells typical from marine environments highly eroded like <i>Adelosina colomi</i> , <i>Planorbulina variabilis</i> , <i>Lobatula lobatula</i> .

the unit interpreted as a BL without connection to the sea (1.8 m b.s.l. to 0.8 m b.s.l.) is defined by an assemblage of *A. tepida*, *H. germanica*, *C. excavatum* and *P. eburnea*. A greater density of foraminifera and a large amount of carbonate and rhizocretion are observed, but with lower diversity values, especially at the top of the unit, in addition to a significant increase in the organic matter content indicating a change in the water level. All these findings indicate a much more restricted environment. The base of this unit is dated around 2041 ± 69 cal yr BP and the top around 1232 ± 56 cal yr BP.

In the Tremolar 2 (TRE2) core (Fig. 6) further south, the oldest recorded paleoenvironment, ¹⁴C dating at the depth of 2.50 m b.s.l. gives an age of 2941 ± 181 cal yr BP at the base of the unit. It is a BLM (brackish lagoon connected to the sea) (2.8 to 2.2 m b.s.l.), indicated by an assemblage comprising a mixture of organisms adapted to brackish water (*A. tepida*, *H. germanica*, *C. excavatum* and *P. eburnea*), and another less frequent assemblage comprising stenohaline foraminifera (*R. globularis* and *M. circularis*). The diversity values are the highest in the core (especially Fisher's alpha). The cluster analysis distinguishes two subgroups in this unit: the first dominated by *R. globularis* and the presence of epiphyte species of *Posidonia oceanica*, and with high biodiversity values, and the second with fewer marine species and lower species diversity, interpreted as an indication of the gradual closure of the lagoon. From that time until 1232 ± 56 cal yr BP a brackish lagoon is registered, deduced from the brackish foraminifera assemblage. At the top, this deposit is dated about 2648 ± 185 cal yr BP/2797 ± 50 cal yr BP, which may coincide with the start of the 2.8 ka cold event (Bond et al., 1997, 2001) and high magnitude flood events in the Turia river (Benito et al., 2015a, 2015b).

The geoarchaeological records of the city of Valencia and historical data suggest a first phase of high magnitude flood events (Carmona and Ruiz, 2011) (Fig. 6). (Late Bronze Age, 2800–2700 BP to Iberian period 3rd 2nd centuries BP) The first high magnitude flood period in the coastal flood plain of the Turia is assigned to the yellow sands level, in erosional contact, above the Holocene terrace. These sands may be

associated with the Iron Age Cold Epoch (900–300 years BC) as described by Gutiérrez and Peña (1998) in a tributary of the Turia in the catchment headwater sector.

This phase I. coincides with the increase in aridity in coastal lagoons (as recorded in Lake Patria in Italy, Sacchi et al., 2014; and French coast, Dolez et al., 2015) (Fig. 6) and the development of coastal barriers isolating the coastal lagoons from the open sea in the western Mediterranean (Dabrio et al., 2000; Goy et al., 2003). The depositing of H4 and phases of coastal progradation between 2700 cal yr BP and 1900 cal yr BP have been reported in the Ebro delta (Somoza et al., 1998).

The terrigenous deposits on the eastern coasts of the Iberian Peninsula are the thickest during this Holocene phase (Fletcher and Zielhofer, 2013). These sedimentation rates are good indicators of the stability of the wetlands (Day et al., 2011). Nonetheless, in the three cores analysed, sedimentation rates are low, possibly due to the subsidence, especially when compared with the records in southern estuaries (Dabrio et al., 2000; Zazo et al., 2008). Assuming an annual subsidence of a maximum of ~ 0.03 mm/yr, the accretion rates in the study area are even higher than those calculated in other Mediterranean wetlands (~1 mm/yr) (Ejarque et al., 2016).

Regarding the stabilization of the RSL, our data show it to be 1.20 m above the present-day level at 3000 cal yr BP and 1 m higher at 2000 cal yr BP. These results are similar to the ones reported by Vacchi et al., 2018 (0.9 ± 0.6 m, at 3400 cal yr BP and 0.7 ± 0.2 m at 2000 cal yr BP). This may reflect the stronger sea level rise deceleration observed over the last 3000 years in the Mediterranean. In this coastal lagoon the slow sea level rise of 1 mm/yr, an estimated local subsidence of 0.03 mm/yr and an accretion rate of 2 mm/yr could reinforce the role of the shallower marine entrance identified around 2.8 ka by the local vertical movements. The stabilization and progradation of the coastal barrier system and the change to a brackish lagoon isolated from the sea may have been fostered by the arid conditions analysed in the Iberian Peninsula in that era (Schröder et al., 2018) and by the high

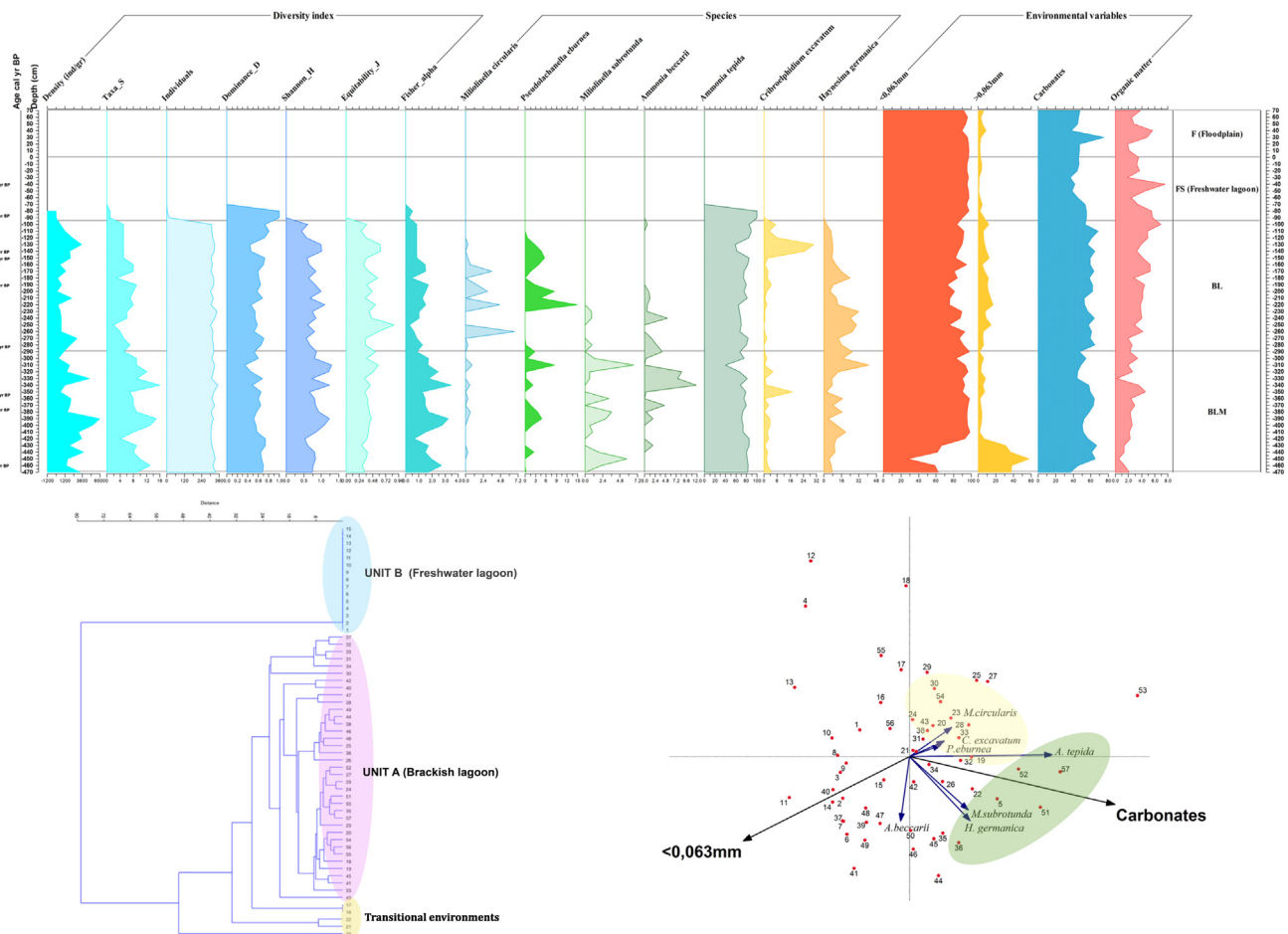


Fig. 5. SAL1/2 core, Upper: Composite diagram including key selected variables. Lower: Multivariate analyses based in benthic foraminifera: Correlation between Cluster Q-type analysis of samples and distribution of species according the environmental variables, in the analysis by redundancy analysis (RDA).

magnitude flood identified in the Turia river (Carmona and Ruiz, 2011).

Phase II: 1232 ± 56 cal yr BP – 791 ± 104 cal yr BP. From brackish lagoon to brackish marsh, and migration of the mouth of the Turia river.

In TRE3, between 0.8 m b.s.l. and 0.10 m a.s.l., the most recent paleoenvironment is identified and interpreted as a BL, due to a dominant euryhaline assemblage (*A. tepida*, *H. germanica* and *C. excavatum*), and a clearly lower density and diversity of species with respect to the previous unit, with some samples presenting a total absence of shells.

At the sedimentological level, higher granulometries and plant remains of freshwater origin are observed at the base of the unit (dated at 1232 ± 56 cal yr BP which may be linked with the high magnitude Turia floods (Carmona and Ruiz, 2011). The increase in organic matter content and saturation processes has been identified (carbonate content and the presence of carophytes and plant remains). This micropaleontological record indicates a constant trend towards a less brackish environment in the uppermost part of the core. This reflects a decrease in the water level of the lagoon and a change to more marshy environments in transition towards a flood plain.

The micropaleontological and sedimentological data from TRE 3 suggest the evolution of a brackish lagoon towards a brackish marsh around 1232 ± 56 cal yr BP possibly a late response to the 1.4 ka cold event (Bond et al., 1997, 2001).

The second unit in TRE 2 corresponds to a BL (brackish lagoon) (2.2–1.2 m b.s.l.), not connected to the sea, dominated by brackish species such as *A. tepida*, *C. excavatum* and *H. germanica*. The abundance

of *C. excavatum* and episodes of massive carbonate precipitation characterize the uppermost part of this BL unit. The change in trend of carbonates and organic matter at the 2.3 m b.s.l. level reflects an alteration in the environmental conditions, corroborated by the micropaleontological content. In this second unit two drying periods are identified at 1.7–1.6 m b.s.l. and at 1.3–1.2 m b.s.l. In the first period, we note the presence of stenohaline species such as *M. circularis*, *P. eburnea* and *M. rotunda* and the fall in values of *A. tepida* and *H. germanica*; *C. excavatum* presents a significant increase. The diversity values decrease in this unit and the dominance of brackish species increases, indicating the gradual isolation of the lagoon. The southward migration of the mouth of Turia river, which may have occurred in the Late Roman Period, around 1650 cal yr. BP (Ruiz and Carmona, 2017), would have favored the growth of the barrier and the isolation of the lake in the coastal area near the TRE2 and TRE3 cores. In the TRE 2 core, the change from a brackish lagoon to a brackish marsh occurs later; this is attributed to the local formation of the coastal barriers linked to the southward migration of the mouth of the Turia river in the TRE3 core (previously in TRE2) and the growth of the sand bar dated to 1373 ± 173 cal yr BP (Ruiz and Carmona, 2017). In the SAL1/2 core the brackish lagoon is also recognized, but it evolves progressively into a more restricted environment, as indicated by the micropaleontological content. This evolution is synchronous with the drainage of deltas and floodplains and the development of the western wetlands (Fig. 6).

This phase of high flood events is also identified in the evolution of the Turia river mouth (Carmona and Ruiz, 2011). In addition, these authors identify a second phase in the 11th century and propose that the

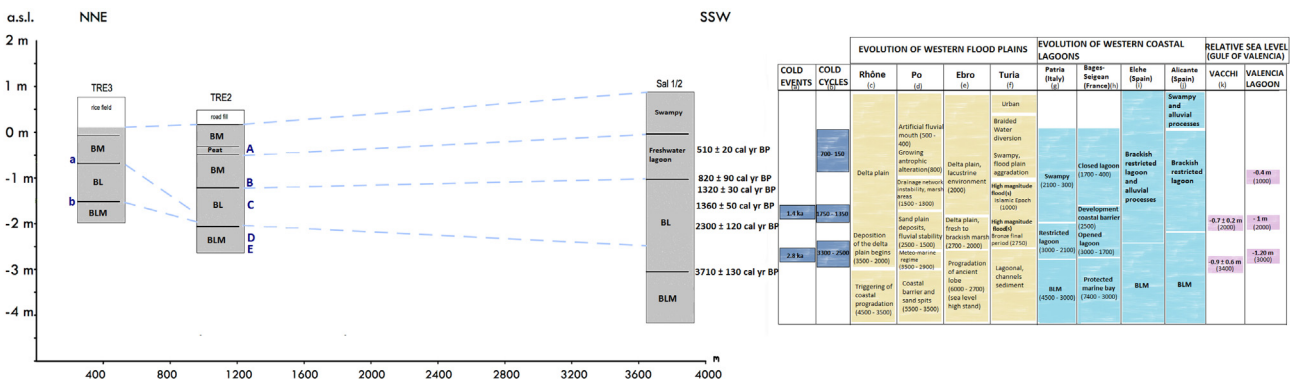
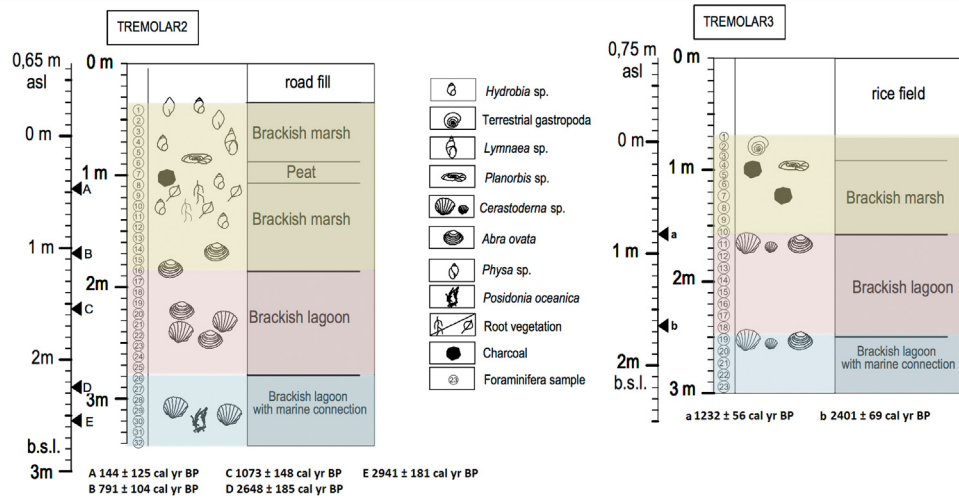


Fig. 6. Upper: Foraminiferal interpretation, geomorphological processes, chronology and succession of paleoenvironmental phases throughout the lagoon record from TRE2 and TRE3 core. Lower: Correlation between TRE2, TRE3 and SAL1/2 paleoenvironmental phases of the lagoon, and other selected records: (a) Bond et al., 1997, 2001; (b) Wanner et al., 2011; (c) Amorosi et al., 2013; (d) Stefani and Vincenzi (2005); (e) Cearreta et al., 2016; (f) Carmona and Ruiz, 2011; (g) Sacchi et al., 2014; (h) Dolez et al., 2015; (i) Blázquez and Ferrer, 2012., (j) Ferrer and Blázquez (2012). (k) Vacchi et al., 2018.

sedimentation of flooding events at archaeological levels may correspond to breach flows (medium to coarse gravel) and crevasse splay sediments (sets of medium sand) in the channel banks. From the hydrological perspective, in this stage the slack water sediments reveal the concentration of high magnitude flooding (Thorndycraft and Benito, 2006; Benito et al., 2008), which the authors attribute to climatic-anthropogenic causes. This flooding may also correlate with the short-lived Rapid Climate Change (RCC) reported by Mayewski et al. (2004), around 1200–1000 cal yr BP. In addition, the anthropic factor is more significant in this phase and may be related to the Medieval Climatic Optimum (1005 and 650 cal yr BP) (Moreno et al., 2012). The arid conditions detected at the top of this phase are interpreted as a consequence of the isolation of the lake, which corresponded to a fall in the water table and an increase in the filling of the basin due to an increase in flood events in the Turia river, as reported in other Mediterranean lagoons (Mensing et al., 2015). The accretion rates of the TRE2 and TRE3 cores are higher than in the more northern cores, which seems consistent with the evolution of the Turia floodplain described above. The sea level appears to fall even more (0.5 mm/yr) (Vacchi et al., 2018) and our data estimate a sea level around 0.4 m below the present-day level at 1000 cal yr BP.

The definitive closure of the lagoon can be related to the extreme sedimentation rate during the high-magnitude flood events recorded in the 11th century and identified in the palaeohydrological record of the

Turia (Fig. 6). The processes of coastal progradation related to this unusually high sediment input in medieval times may have thickened the ridge of the mouth of the Turia (La Punta) (Carmona and Ruiz, 2011). The RSL data from this area may be less significant in terms of coastal evolution. The progradation of the coastal barrier system appears likely rather than the isostatic signal.

Phase III: 791 ± 104 cal yr BP- Present. From a brackish marsh to freshwater/low brackish environment.

The TRE3 core indicates a less brackish marsh in this phase, marked by processes of saturation. Freshwater conditions have not yet been established in the northern area of the Albufera, but they appear in cores from the southern part of the lagoon (Ruiz et al., 2014, Carmona et al., 2016). As for the chronology of the shift from brackish to freshwater lagoon, these cores suggest dates from 1050 to 920 cal yr BP (1.25 m b.s.l.) and 960 to 770 cal yr BP (1.75 m b.s.l.) for the change.

In TRE 2, finally, the most recent paleoenvironment is a BM (brackish marsh) (1.2b.s.l. to 0.3 a.s.l.) with two distinct subunits separated by a 20-cm thick peat layer with a calibrated date of 144 ± 125 cal yr BP (-0.4 m b.s.l.). In this paleoenvironment, a detrital input at a level of 0.5–0.3 m b.s.l is characterized by the absence of foraminifera, the appearance of highly reworked shells and the emergence of a layer of peat, leading to increases in organic matter content and decreases in the carbonate values throughout the core. This input may be related to the sedimentary load of large-scale flood events

during the late seventeenth century (Ruiz et al., 2014), which extend throughout the distal section of the flood plain of the Turia. This seems to have coincided with the end of the LIA (150 cal yr BP). The first subunit presents low species diversity, with a predominance of *A. tepida*, *H. germanica* and *C. excavatum*, and plant structures. The high values of organic matter and the peat layer are indicative of a marsh environment. Subunit II contains hyposaline species such as *E. macrescens*, *D. aguayoi*, *T. inflata* (occasionally) and pyrite concretions typical of anoxic environments.

However, the detrital source brought these fine sediments into the lagoon/brackish swamps (Fig. 4). In TRE2 also the brackish marsh identified in the previous phase persists throughout this period, and its subunits indicate two different environments: the first (whose base is dated at 791 ± 104 cal yr BP) is freshwater, and the second is interpreted as a brackish marsh. This second subunit presents a layer of peat dated 144 ± 125 cal yr BP, which may coincide with wet and cold conditions and the changes in the landscape at the end of the LIA, 150 cal yr BP. Despite increased rainfall, new hydrological technology allowed the community to drain the wetlands and successfully mitigate the impacts of climate change (Mensing et al., 2015). This may have been associated with the conversion into a field.

The appearance of pyrite at the top of the TRE2 and TRE3 cores indicates anoxic conditions that reflect the total isolation of the lagoon. As in the SAL1/2 core, this isolation occurs at approximately 820 ± 90 BP (final stages of MCO), when the paleoenvironment changes from a brackish to a freshwater lagoon. The isolation of the lagoon is synchronous with western Mediterranean wetlands, NE Spain, (Ejarque et al., 2016), the French coast (Sabatier et al., 2010) and evolution of river deltas (Amorosi et al., 2013; Stefani and Vincenzi, 2005) (Fig. 6). This phase, presents a continuous increase in sedimentation rates towards the top (~ 7 mm/yr), where the influence of human activity in the form of agriculture is significant (Soria, 2006). Thus, it can be inferred that human activity had a strong influence on the sedimentation rates.

The statistical analyses corroborate the variability of the environment in the three cores, in spite of the short distance between them. These local changes are associated with the lagoonal context related to the formation of coastal spits that isolate ponds and freshwater. Differences are observed between the environmental variables that influence the distribution of benthic foraminifera: in TRE3 the key variable is the silt clay fraction, in TRE2 the sandy fraction and in SAL1/2 the calcium carbonate content. The importance of silt grain size and clays in the TRE3 core (in contrast to TRE2, where sand grain size is the decisive variable), reflects a greater fluvial influence (i.e., the presence of silt), associated with the migration of the Turia (Ruiz and Carmona, 2017). Previous studies of present-day foraminifera carried out near the study area found that two factors that determine the distribution of living assemblages of benthic foraminifera are carbonate content and organic matter in areas with high hydrodynamism (López-Belzunce et al., 2014).

5. Conclusions

From this study of foraminifera, the following conclusions can be drawn with regard to the paleoenvironmental evolution of the northern area of the Albufera de Valencia:

- 1) According to the statistical results, the variable with the strongest influence on the distribution of the assemblages of benthic foraminifera recorded in the three cores is the grain size (sand or silt and clays), which is closely related to the type of environment of the bottom of the lagoon. The statistical correlation of the environmental variables with the dominant assemblage has been particularly useful for characterizing environments in lagoons where the influence of the tides is barely perceptible. In addition, throughout the Holocene the coastal dynamics and fluvial processes played a

decisive role in the evolution of this area.

- 2) The assemblages of foraminifera that predominate in the cores comprise *A. tepida*, *C. excavatum* and *H. germanica*, (euryhaline species) which indicate restricted environments. The appearance of marine habitat species (*A. laevigata*, *A. beccarii*, *R. globularis*) reveals the direct influence of the marine environment. Towards the top, species characteristic of more marshy environments (*E. macrescens*) are recorded. *C. excavatum* predominates in all the cores studied, particularly in sediments rich in calcium carbonates.
- 3) Three distinct paleoenvironments are recorded in the three cores: a brackish lagoon with marine connection at the base, followed by a deposit of brackish lagoon, culminating in a brackish marsh in transition to a flood plain. The micropaleontological content reveals the evolution from a saline paleoenvironment with a clear marine influence towards the hyposaline (TRE2 and TRE3) or freshwater conditions (SAL1/2) recorded at the top. Coastal processes are mainly responsible for the evolution of this area during phase I, while the influence of fluvial processes is significant towards the top, especially in phase III.
- 4) From 2800 cal yr BP to the present, three phases are identified in the evolution of this area:
 - Phase I, an evolution from brackish lagoon with marine connection characterized by an assemblage of brackish and marine foraminifera species to a brackish lagoon isolated from the sea. The stabilization and progradation of the coastal barrier system may have been promoted by the arid conditions, which coincided with the start of the 2.8 ka cold event and high magnitude flood events in the Turia river.
 - Phase II (1232 ± 56 cal yr BP – 791 ± 104 cal yr BP) indicates the evolution of a brackish lagoon towards a brackish marsh, interpreted as the definitive closure process of the lagoon. These findings reflect the climatic variability of the Medieval Climate Optimum (MCO) (1.05 and 0.65 kcal BP) and with the migration of the Turia mouth, which favored the coastal progradation processes related with an extraordinary input of sediments that would have rethickened the ridge of the medieval mouth of the Turia from north to south.
 - Phase III (791 ± 104 cal yr BP to present) shows a much more restricted but still brackish environment, with flood events which may have coincided with changes in the landscape and greater anthropic influence (new hydrological technology) at the end of the LIA, 150 cal yr BP.
- 5) The northern part of the Albufera of Valencia maintains the paleoenvironment of a brackish lagoon connected to the sea (TRE 3 and TRE2) for longer than the (SAL1/2). This suggests that the closure of the northern part occurred at a later date. Brackish marsh facies appear earlier in the most northern core (TRE3) than in TRE2.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This study was supported by grant CSO 2016-78204-P, Department of Scientific and Technical Research. Ministry of Economy and Competitiveness (Spain), and by UCV/2017-153-001, UCV/2018-153-002, from Catholic University of Valencia. Finally, we thank the three anonymous reviewers for their constructive comments that significantly improved the paper.

References

Albani, A., Favero, V. Serandrei, Barbero, R., 1984. Aparati intertidali ai margini di canali

- lagunari. Studio morfologico, micropaleontologico e sedimentologico. In: Istituto Veneto di Scienze, Lettere e Arti. Raporti e Studi, IX, pp. 137–162.
- Albarracín, S., 2013. Evolución geomorfológica de la plataforma continental del golfo de Valencia durante el Cuaternario. PhD Thesis in Research and Development. Catholic Valencia University.
- Amorosi, A., Ricci Lucchi, M., Rossi, V., Sarti, G., 2009. Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 273, 142–152.
- Amorosi, A., Rossi, V., Vella, C., 2013. Stepwise post-glacial transgression in the Rhône Delta area as revealed by high-resolution core data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 374, 314–326.
- Anthony, E.J., Marriner, N., Morhange, C., 2014. Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: from progradation to destruction phase? *Earth Sci. Rev.* 139 (2014), 336–361.
- Anzidei, M., Lambeck, K., Antonioli, F., Furlani, S., Mastroruzzi, G., Serpelloni, E., Vannucci, G., 2014. Coastal structure, sea-level changes and vertical motion of the land in the Mediterranean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 388 (1), 453–479.
- Aranbarri, J., Gonzalez-Samperiz, P., Valero-Garces, B., et al., 2014. Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of southwestern Europe. *Global Planet. Change* 114, 50–65.
- Bardají, T., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Cabero, A., Dabrio, C.J., Silva, P.G., 2011. Las Dunas costeras del Presente y último Interglacial en Málaga, Almería y Murcia. In: Sanjaume, E., Gracia, F.J. (Eds.), *Las Dunas en España*. SEG, Madrid, pp. 331–357.
- Barriendos, M., Martín-Vide, J., 1998. Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th–19th centuries). *Clim. Change* 38, 473–491.
- Bellin, N., Vanacker, V., De Baets, S., 2013. Anthropogenic and climatic impact on Holocene sediment dynamics in SE Spain: a review. *Quat. Int.* 308–309 (2013), 112–129.
- Benito, G., Thorndyraft, V.R., Rico, M., et al., 2008. Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology* 101 (1–2), 68–77.
- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J., 2015a. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena* 130, 13–33.
- Benito, X., Trobajo, R., Ibáñez, C., Cearreta, A., Brunet, M., 2015b. Benthic foraminifera as indicators of habitat change in anthropogenically impacted coastal wetlands of the Ebro Delta (NE Iberian Peninsula). *X. Mar. Pollut. Bull.* 101, 163–173.
- Blain, H.A., Panera, J., Uribelarra, D., RubioJara, S., Pérez-González, 2012. Characterization of a rapid climate shift at the MIS 8/7 transition in central Spain (Valdócarros II, Madrid) by means of the herpetological assemblages. *Quat. Sci. Rev.* 47, 115–134.
- Blanc-Vernet, L., 1984. Les foraminifères de l'herbier à Posidonia oceanica en Méditerranée: analyse des assemblages, aspects régionaux, application aux microfossiles. International Workshop on Posidonia oceanica Leds. G.I.S Posidonia Public. 1, 3–14.
- Blázquez, A.M., Ferrer, C., 2012. Role of human actions on landscape changes since the upper Holocene in the Bajo Segura basin (SE Spain). *Catena* 97, 31–40.
- Blázquez, A.M., Usera, J., 2010. Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the Elx coastal lagoon (Alicante, Spain). *Quat. Int.* 221, 68–90.
- Blázquez, A.M., Rodríguez Pérez, A., Sanjuán-Lamata, 2018. Palaeoenvironmental evolution from the early Holocene to the present of the Almenara marsh (western Mediterranean). *Scientia Marina* 82 (4).
- Blázquez, A.M., Rodríguez Pérez, A., Torres, T., Ortiz, J.E., 2017. Effect of global factors on Holocene environmental changes in the Almenara marsh (Western Mediterranean). *Quat. Res.* 88 (02), 206–222.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.E., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 291 (5341), 2130–2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.* 26 (11), 1237–1248.
- Burjachs, F., Jones, S.E., Giral, S., Fernández-López de Pablo, J., 2015. Lateglacial to Early Holocene recursive aridity events in the SE Mediterranean Iberian Peninsula: The Salines playa lake case study. *Quat. Int.* 1–14.
- Butzer, K.W., 2005. Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and effect for degradation and soil erosion. *J. Archaeol. Sci.* 32, 1773–1800.
- Buzas, M.A., 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *J. Paleontol.* 64, 842–843.
- Carmona, P., Ruiz, J.M., 1999. Evolución en el Holoceno reciente del delta del río Turia y la restinga de la Albufera de Valencia. In: Rosselló, V. (Ed.), *Geoarquología i quaternari litoral. Homenaje a Maria Pilar Fumana*. València: Universitat de València, pp. 321–331.
- Carmona, P., Ruiz, J.M., 2011. Historical morphogenesis of the Turia river coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena* 86 (3), 139–149.
- Carmona, P., Ruiz-Pérez, J.M., Blázquez, A.M., López-Belzunce, M., Riera, S., Orengo, H., 2016. Environmental evolution and mid-late Holocene climate events in the Valencia lagoon (Mediterranean coast of Spain). *Holocene* 1–16.
- Cearreta, A., Benito, X., Ibáñez, C., Trobajo, R., Giosan, L., 2016. Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): Evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *Holocene*.
- Cosentino, C., Pepe, F., Molisso, F., Scopelliti, G., Caruso, A., Insinga, D.D., Lubritto, C., Sacchi, M., 2016. Palaeoenvironmental and paleoclimatic reconstruction of a Holocene marine succession (Calabria, south-eastern Tyrrhenian Sea). *Quat. Int.* 439, 79–101.
- Day, J., Ibáñez, C., Scarton, F., Pont, D., Hensel, P., Day, J., Lane, R., 2011. Sustainability of Mediterranean Deltaic and Lagoon wetlands with sea-level rise: the importance of river input. *Estuaries Coasts* 34, 483–493.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Lario, J., Gonzalez, J.A., Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression. *Mar. Geol.* 162 (2–4), 381–404.
- Debenay, J.P., 2000. Foraminifers of paralic tropical environments. *Micropaleontology* 46, 153–160.
- Debenay, J.P., Guillou, J.J., 2002. Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments. *Estuaries* 25 (6A), 1107–1120.
- Del Barrio Fernández, P., García Alba, J., Álvarez Díaz, C., Revilla Cortezón, J.A., 2012. A model for describing the eutrophication in a heavily regulated coastal lagoon. Application to the Albufera de Valencia (Spain). *J. Environ. Manage.* 112, 340–352.
- Degeai, J.P., Devillers, B., Dezieleau, L., Oueslati, H., Bony, G., 2015. Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 129, 37–56.
- Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R., 2012. Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quat. Sci. Rev.* 33, 121–141.
- Dermody, B.J., de Boer, H.J., Bierkens, M.F.P., Weber, S.L., Wassen, M.J., Dekker, S.C., 2012. A seesaw in Mediterranean precipitation during the Roman Period linked to millennial-scale changes in the North Atlantic. *Clim. Past* 8, 637–651.
- Dolez, L., Salel, T., Bruneton, H., Colpo, G., Devillers, B., Lefe'vre, D., Muller, S.D., Sanchez, C., 2015. Holocene palaeoenvironments of the Bages-Sigean lagoon (France). *Geobios* 48, 297–308.
- Dolven, J.K., Alve, E., Rygg, B., Magnusson, J., 2013. Magnusson Defining past ecological status and foraminifera: in situ reference conditions using benthic. A case study from the Oslofjord, Norway. *Ecol. Indic.* 29, 219–233.
- Di Bella, L., Bellotti, P., Milli, S., 2013. The role of foraminifera as indicators of the Late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic fluctuations on the deltaic environment: the example of Tiber delta succession (Tyrrhenian margin, Italy). *Quat. Int.* 303, 191–209.
- Di Bella, L., Casieri, S., 2013. The late Glacial-Holocene record from Central Adriatic Sea: Palaeoenvironmental reconstruction based on benthic foraminiferal assemblages. *Geobios* 46, 473–489.
- Ejarque, A., Julià, R., Reed, J.M., Mesquita-Joanes, F., Marco-Barba, J., Riera, S., 2016. Coastal evolution in a mediterranean microtidal zone: mid to late holocene natural dynamics and human management of the Castelló Lagoon, NE Spain. *PLoS ONE* 11 (5), e0155446. <https://doi.org/10.1371/journal>.
- Fanget, A.S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B., Maillet, G.M., Tondut, M., 2014. Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). *Sediment. Geol.* 305, 35–53.
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174.
- Ferrer, C., Blázquez, A.M., 2012. The Evolution of the Albufera Lagoon (Western Mediterranean): climate cycles and sea-level changes. *J. Coast.* 28 (6), 1617–1626.
- Filip, F., Giosan, L., 2014. Evolution of Chilia lobes of the Danube delta: reorganization of deltaic processes under cultural pressures. *Anthropocene* 5, 65–70.
- Fisher, R.A., Corbet, A.S., Williams, C.B., 1943. The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *J. Anim. Ecol.* 12 (1), 42–58.
- Fletcher, W.J., Zielhofer, C., 2013. Fragility of western mediterranean landscapes during Holocene rapid climate changes. *Catena* 103, 16–29.
- García Labrandero, A., 1959. Evolución y futuro de la Albufera de Valencia, Valencia, unpublished document 64pp.
- Gasse, F., Fontes, F.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaczmarek, I., De Deckker, P., Soulie-Marshe, I., Callot, Y., Dupeuble, P.A., 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environment and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 60, 1–46.
- Ghilardi, M., Colleu, M., Pavlopoulos, K., Fachard, S., Psomiadis, D., Rochette, P., Demory, F., Knodell, A., Triantaphyllou, M., Delanghe-Sabatier, D., Bicket, A., Fleury, J., 2013. Geoarchaeology of Ancient Aulis (Boeotia, Central Greece): human occupation and Holocene landscape changes. *J. Archaeol. Sci.* 40, 2071–2083.
- Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Escudero, E., 2015. Relationships between the ESI-07 scale and expected PGA values from the analysis of two historical earthquakes (\geq VIII EMS) in East Spain: Tavernes 1396 AD and Estubeny 1748 AD events. In: 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology Active Tectonics and Archaeoseismology, Pescara, Fucino Basin, Italy, Miscellanea INGV, pp. 185–188.
- Gregory, B.R.B., Peros, M., Reinhardt, E.G., Donnelly, J.P., 2015. Middle-late Holocene Caribbean aridity inferred from foraminifera and elemental data in sediment cores from two Cuban lagoons. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool.* 426, 229–241.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach ridge progradation complex reflecting periodical sea level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology* 50 (1–3), 251–268.
- Guillem, J., 2008. *Tafonomía, Taxonomía y Ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torreblanca* (Tesis doctoral). Universitat de Valencia, 523 pp.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1998. Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23, 205–217.
- Hayward, B.W., Cedhagen, T., Kaminski, M., Gross, O., 2017. *World Foraminifera Databas* Accessed at <http://www.marinespecies.org/foraminifera> on 2017-03-24.

- Koukousioura, O., Triantaphyllou, M.V., Dimiza, M.D., Pavlopoulos, K., Syrides, G., Vouvalidis, K., 2012. Benthic foraminiferal evidence and paleoenvironmental evolution of Holocene coastal plains in the Aegean Sea (Greece). *Quat. Int.* 261, 105–117.
- Langer, M.R., 1993. Epiphytic foraminifera. *Marine Micropaleontol.* 20, 235–265.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, 2012. Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *42*, 59–73.
- Leps, J., Smilauer, P., 2005. *Multivariate Analysis of Ecological Data Using CANOCO*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lévy, A., 1982. Sur la survie de certains Foraminifères dans les eaux continentales et sur ses conséquences. *Mémoires Société Géologique de France, N.S.* 144, 161–171.
- Lévy, A., 1989. Lacs quaternaires à faunes margino-littorales. *Bulletin de la Société géologique de France, Paris, V* 1, 63–71.
- Llasat, M., Llasat-Botija, M., Prat, M.A., Porcu, F., Price, C., Mugnai, A., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Katsanos, D., Michaelides, S., Yair, Y., Savvidou, K., Nicolaidis, K., 2010. High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Adv. Geosci.* 47–55 (10), 5194.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 970.
- López-Belzunce, M., Blázquez, A.M., Pretus, J., 2014. Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shelf and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean). *Mar. Environ. Res.* 101, 169–183.
- Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vanniere, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quat. Sci. Rev.* 26, 1736–1758.
- Marco-Barba, J., Holmes, J.A., Mesquita-Joanes, F., Miracle, R., 2013. The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios* 46, 409–421.
- Marco-Barba, J., Burjachs, F., Reed, J.M., Santisteban, C., Usera, J.M., Alberola, C., Expósito, I., Guillem, J., Patchett, F., Vicente, E., Mesquita-Joanes, F., Miracle, M.R., 2019. Mid-Holocene and historical palaeoecology of the Albufera de València coastal lagoon. *Limnética* 38 (1), 353–389.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P., 2009. The Iberian-roman humid period (2600–1600 cal yr BP) in the Zonar lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quat. Res.* 71, 108–120.
- Mauz, B., Fanelli, F., Elmejdoub, N., Barbieri, R., 2012. Coastal response to climate change: Mediterranean shorelines during the Last Interglacial (MIS 5). *Quat. Sci. Rev.* 54, 89–98.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, K., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quat. Res.* 62 (3), 243–255.
- McLusky, D.S., Elliott, M., 2017. Transitional waters: a new approach, semantics or just muddying the waters? *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 71, 359–363.
- Melis, R.T., Depalmas, A., Di Rita, F., Montis, F., Vacchi, M., 2017. Mid to late Holocene environmental changes along the coast of western Sardinia (Mediterranean Sea). *Global Planet. Change* 155, 29–41.
- Melis, R.T., Di Rita, F., French, C., Marriner, N., Montis, F., Giovanni, F., Sulas, F., Vacchi, M., 2018. 8000 years of coastal changes on a western Mediterranean island: a multiproxy approach from the Posada plain of Sardinia. *Mar. Geol.* 403, 93–108.
- Mensing, S., Tunno, I., Cifani, G., Passigli, S., Noble, P., Archer, C., Piovesan, G., 2015. Human and climatically induced environmental change in the Mediterranean during the Medieval climate anomaly and little ice age: a case from central Italy. *Anthropocene* 15, 49–59.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, A., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012. The medieval climate anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quat. Sci. Rev.* 43, 16–32.
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman Scient. Tech. 397, pp.
- Murray, J.W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. University Press, Cambridge, Cambridge.
- Olivera, C., Susagna, T., Roca, A., Goula, X., 1992. Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas. *Tectonophysics* 203 (1–4), 99–109.
- Pardo-Pascual, J.E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L.A., Palomar-Vázquez, J., Rodrigo-Alemán, R., 2014. Evaluation of storm impact on sandy beaches of the Gulf of Valencia using Landsat imagery series. *Geomorphology* 214, 388–401.
- Pascual-Aguilar, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., Picó, Y., 2015. Current anthropogenic pressures on agro-ecological protected coastal wetlands. *Sci. Total. Environ.* 503–504, 190–199.
- Patterson, R.T., Fishbein, E., 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *J. Paleontol.* 63, 245–248.
- Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1989–2001.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J., 2012. Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 326–328, 135–151.
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Iriarte, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B., 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *Holocene* 21 (1), 75–93.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., et al., 2013. *IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP*. *Radiocarbon* 55 (4), 1869–1887.
- Ribes, T., Gracia, M.P., Romero, J., 1992. Sobre los foraminíferos de las Islas Medas. *Historia Natural'* 91, 321–328.
- Riera, S., Wansard, R., Julia, R., 2004. 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena* 55, 293–324.
- Rodríguez-Pérez, A., Blázquez, A.M., Guillem, J., Usera, J., 2018. Maximum flood area during MIS 1 in the Almenara marshland (Western Mediterranean): Benthic foraminifera and sedimentary record. *Holocene* 28 (9), 1452–1466.
- Ruiz, J.M., Carmona, P., 1999. La desembocadura del Guadalaviar en época medieval: progradación deltaica y avulsión. In: *Gearqueología y Cuaternario litoral*. Universitat de València, Departament de Geografia, Memorial M^o Pilar Fumanal, pp. 245–257.
- Ruiz, J.M., Carmona, P., 2005. *La Llanura Deltaica de los Ríos Júcar y Turia y la Albufera de València*. In: Sanjaume, E., Mateu, J.F. (Eds.), *Cuaternario litoral y geomorfología, Homenaje a V.M^o. Roselló*. Departament de Geografia, Universitat de València, Spain, pp. 399–419.
- Ruiz, J.M., Carmona, P., 2017. Coastal evolution at the Northern margin of Valencia lagoon related to channel changes of the Turia river delta since the iberoroman epoch. *IX Reunião do Quaternário Ibérico, Faro*, pp. 79–82.
- Ruiz, J.M., Carmona, P., Pérez-Cueva, A., 2014. Flood frequency and seasonality of the Júcar and Turia Mediterranean Rivers during the 'Little Ice Age'. *Méditerranée* 122, 121–130.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., et al., 2010. Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in Gulf of Lions (South of France). *Bull. de la Société Géol. de France* 181 (1), 27–36.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quat. Res.* 77, 1–11.
- Sacchi, M., Molisso, F., Pacifico, A., Vigliotti, M., Sabbarese, C., Ruberti, D., 2014. Late-Holocene to recent evolution of Lake Patria, South Italy: an example of a coastal lagoon within a Mediterranean delta system. *Global Planet. Change* 117, 9–27.
- Sanchis, C., 2001. *Regadiu i canvi ambiental a la Albufera de València*. València: Centre Valencià d'Estudis del Reg, Departament de Geografia, Universitat de València, 337 pp.
- Sanjuán, D., Blázquez, A.M., 2017. Foraminíferos bentónicos actuales en la marjal de Almenara (Castellón): subzonación de ambientes paralicos mediante la taxonomía y la ecología. *Revista iberoamericana interdisciplinar de métodos, modelización y simulación, Nereis* in press.
- Santisteban, C., Marco-Barba, J., Miracle, M.R., 2009. La evolución Holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta* 46, 99–102.
- Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J.A., Viehberg, F., Melles, M., Reicherter, K., 2018. Holocene climatic and environmental evolution on the southwestern Iberian Peninsula: a high-resolution multi-proxy study from Lake Medina (Cádiz, SW Spain). *Quat. Sci. Rev.* 198, 208–225.
- Scott, D.B., Medioli, F.S., 1980. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia. Implications for sea level studies. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication*, 7: 58 p.
- Scott, D.B., Mudie, P.J., Panagos, A.G., 1979. Recent salt marsh and intertidal mudflat foraminifera from the western coast of Greece. *Revista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia* 85, 243–266.
- Shannon, C.E., Weaver, W., 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana, IL, pp. 117.
- Sejrup, H.P., Birks, H.J.B., Klitgaard Kristensen, D., Madsen, H., 2004. Benthonic foraminiferal distributions and quantitatively transferred functions for the northwest European continental margin. *Mar. Micropaleontol.* 53, 197–226.
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: new evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 118 (11), 6003e6024.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G., Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sediment. Geol.* 117 (1–2), 11–32.
- Soria, J.M., 2006. Past, present and future of la Albufera de Valencia Natural Park. *Limnética* 25 (1–2), 135–142.
- Sospedra, J., Niencheski, L.F.H., Falco, S., Andrade, C.F.F., Attisano, K.K., Rodilla, M., 2017. Identifying the main sources of silicate in coastal waters of the Southern Gulf of Valencia (Western Mediterranean Sea). *Oceanologia* 131, 13.
- Stefani, S., Vincenzi, S., 2005. The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Mar. Geol.* 222–223, 19–48.
- Ter Braak, C.J.F., Smilauer, P., 2002. *CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide (Version 4.5)*. Microcomputer Power, Ithaca, NY, USA.
- Thorndyraft, V.R., Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quat. Sci. Rev.* 25 (3–4), 223–234.
- Triantaphyllou, M., 2014. *Coccolithophore assemblages during the Holocene Climatic Optimum in the NE Mediterranean (Aegean and northern Levantine Seas, Greece): Paleoenvironmental and paleoclimatic implications*. *Quat. Int.* 345, 56–67.
- Triantaphyllou, et al., 2009. Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Mar. Geol.* 266, 182–197.
- Usera, J., Blázquez, A.M., 1997. Influencia del sustrato en la distribución y ecología de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Rev. Esp. Micropaleontol.* XXIX 2, 85–104.
- Usera, J., Alberola, C., García Forner, A., Guillem, J., 1996. Proceso de colonización y

- evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontol.* 48, 147–159.
- Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A., Rovere, A., 2016. Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Sci. Rev.* 155, 172–197.
- Vacchi, M., Ghilardi, M., Melis, R.T., Spada, G., Giaime, M., Marriner, N., Lorscheid, T., Morhange, C., Burjachs, F., Rovere, A., 2018. New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean. *Quat. Sci. Rev.* 201 (1), 396–408.
- Walkley, A., Black, I.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining organic carbon in soils: effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.* 63, 251–263.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* 30 (21–22), 3109–3123.
- Zaninetti, L., 1984. Les Foraminifères du salin de Bras del Port (Santa Pola, Espagne), avec remarques sur la distribution des ostracodes. *Rev. Inv. Geol.* 38 (39), 123–138.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Bardaji, T., Somoza, L., Silva, P.G., 1993. The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Glob. Planet. Change.* 7 (1–3), 109–117.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, L., Cabero, A., Silva, P.G., Bajardí, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E., 2008. The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quat. Int.* 181, 72–87.