

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



**Departamento de Ciencias y
Técnicas del Agua y del
Medio Ambiente**

TESIS DOCTORAL

**Análisis Mediante Modelado
Avanzado de Procesos de
Eutrofización en Lagunas
Litorales: Aplicación a Masas de
Agua Atlánticas y Mediterráneas**

AUTORA

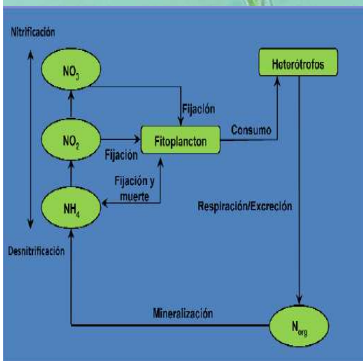
Hala Zouiten

DIRECTORES

César Álvarez Díaz

José Antonio Revilla Cortezón

Santander, 2012



A mis queridos padres.

A mi afectuoso marido Mohamed Akram.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis doctoral no hubiese sido posible su finalización sin la generosa ayuda de Dios y la valiosa contribución de todas y cada una de las personas que a continuación citaré y muchas de las cuales han sido un soporte muy fuerte en momentos de angustia y desesperación. Sea éste mi reconocimiento hacia ellas.

Me gustaría expresar mi más profundo agradecimiento a mis directores de tesis los profesores José Antonio Revilla Cortezón y Cesar Álvarez Díaz por brindarme en su día la oportunidad de entrar y formar parte de su grupo de investigación, así como por prestarme toda la ayuda y la atención, siempre rebosantes de amabilidad y de generosidad. Me dejan el recuerdo de haber conocido a unas grandes personas que destacan por su brillantez científica y profesional y una gran calidad humana. Muchas gracias por todo.

Quedo especialmente agradecida al Profesor José Carlos Gómez Sal, rector de la Universidad de Cantabria, por su amabilidad y por todo el apoyo que me ha ofrecido para superar los momentos más duros.

Mis más sinceros agradecimientos a los profesores Ángel Mediavilla Sánchez, Antonio Tazón Puente, Tomás Fernández Ibañez, Laura Bravo Sánchez, Eduardo Mora Monte y Alicia Casanueva López, por toda la inolvidable ayuda y soporte que me ofrecieron en momentos muy difíciles.

Quiero expresar mis agradecimientos a la Universidad de Cantabria, especialmente al Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, así como al Instituto de Hidráulica Ambiental (IH Cantabria).

Mis agradecimientos a la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo por la beca que me ha ofrecido para desarrollar esta tesis doctoral, así como al Proyecto CGL2009-10620 del VI Plan Nacional

(2008-2011) para la Investigación en Ciencias e Innovación Tecnológica del Gobierno de España, en el ámbito del cual se ha desarrollado el presente trabajo.

Quiero agradecer también a los profesores Andrés García Gómez, Araceli Puente Trueba, José Antonio Juanes De La Peña y María Luisa Pérez por toda la ayuda que me han ofrecido para llevar a cabo este trabajo.

En forma muy especial, quiero agradecer a Javier García por su apoyo, su ayuda y sus consejos que me han sido de gran utilidad durante la realización de este trabajo. Agradezco también a todos los compañeros que me han ofrecido su ayuda siempre que la he necesitado.

Mis agradecimientos a todos mis compañeros y amigos del IH y de la Universidad de Cantabria, y a todos aquellos que, en un momento u otro, han sido compañeros de camino durante la elaboración de esta tesis. Ha sido un placer conocerlos y pasar con todos vosotros unos momentos inolvidables.

Gracias a todos mis amigos, especialmente a Fatima Ezzahrae, Hajar, Bouchra, Hind, Marisol, Oana, Cristina, Federica, Kaoutar, Asmae, Patricia, Tamara, Pilar, Marisa, Abdelwahed, Abdelaziz y a todos los que no puedo nombrar uno a uno. Quiero agradecerlos el constante apoyo y preocupación que me habéis dado día tras día.

Un agradecimiento especial a mis amigos Juana y José Antonio por su extrema amabilidad y su apoyo. Sois parte de mi familia y siempre recordaré los momentos divertidos que hemos pasado juntos.

Quiero dar mis más profundas gracias a mis padres por su continuo esfuerzo, apoyo y educación: A mi padre ¿Qué te voy a decir? Diga lo que diga, las palabras nunca llegarán a describir lo que eres para mí. Me has enseñado a esforzarme por ser mejor persona, ya que tú eres sin duda la mejor que conozco. Eres mi ejemplo en la vida y el auténtico origen de este

trabajo, porque si estoy aquí es gracias a ti, a tus consejos, tus oraciones, tus ánimos y tu continuo cariño desde que era niña. A mi madre, gracias por todo el cariño y el amor que me has dado, por aguantar mis malos ratos y por darme todos los caprichos que has podido. Gracias por ser como eres querida.

No me quiero olvidar de mis hermanos y hermanas, que han estado mandándome cariño y ánimos durante todo el tiempo, así como de toda mi familia por su apoyo moral.

Mis agradecimientos más especiales a ti Mohamed, no sólo eres mi marido, sino que eres también mi mejor amigo y mi compañero. Gracias a tu amor, paciencia e incondicional apoyo, he tenido las fuerzas necesarias para sacar adelante esta Tesis, y ha sido tu constante motivación la que me ha permitido luchar día a día para alcanzar este objetivo. Gracias cariño por todo. Sé que siempre estarás a mi lado, y puedo contar contigo para todo.

ÍNDICE GENERAL

	<u>Página</u>
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN GENERAL Y OBJETIVOS	1
1. Introducción	1
2. Objetivos.....	5
3. Estructura de la tesis	5
CAPÍTULO II. ESTADO DEL CONOCIMIENTO	9
1. Introducción	11
2. Mecanismos del proceso de eutrofización	12
3. Modelado matemático de la eutrofización	18
3.1. Modelos hidrodinámicos	21
3.2. Modelos de advección dispersión.....	30
3.3. Modelos de eutrofización.....	35
3.3.1. Dinámica del fitoplancton	38
3.3.1.1. Crecimiento del fitoplancton.....	39
a. Factor de temperatura.....	40
b. Factor de atenuación lumínica	43
c. Factor de nutrientes	49
3.3.1.2. Mortalidad del fitoplancton.....	53
3.3.1.3. Sedimentación del fitoplancton.....	55
3.3.2. Cinética del carbono	59
3.3.3. Cinética del fósforo	62
3.3.3.1. Fósforo del fitoplancton	66
3.3.3.2. Fósforo del zooplancton.....	67
3.3.3.3. Fósforo orgánico.....	67
3.3.3.4. Fósforo inorgánico.....	69
3.3.4. Cinética del nitrógeno	70
3.3.4.1. Nitrógeno del fitoplancton.....	74

3.3.4.2. Nitrógeno del zooplancton	75
3.3.4.3. Nitrógeno orgánico	75
3.3.4.4. Amonio	77
3.3.4.5. Nitratos/nitritos.....	79
3.3.5. Ratio N/P - Noción del factor limitante	81
3.3.6. Cinética del silicio	84
3.3.6.1. Silicio disuelto disponible	86
3.3.6.2. Silicio biogénico particulado	87
3.3.7. Cinética del oxígeno disuelto	87
3.3.7.1. Reaireación	88
3.3.7.2. Fotosíntesis	91
3.3.7.3. Respiración.....	91
3.3.7.4. Oxidación de la materia orgánica carbonosa	92
3.3.7.5. Nitrificación	92
3.3.7.6. Demanda de oxígeno por el sedimento	93
3.3.8. Cinética de la materia orgánica	97
3.3.9. Dinámica del zooplancton	98
3.3.10. Dinámica de bacterioplancton	103
3.3.10.1. Crecimiento del bacterioplancton.....	104
3.3.10.2. Pérdida del bacterioplancton	108
3.3.11. Cinética del detritus.....	111
3.3.12. Cinética del metal activo total.....	113
3.3.12.1. Cinética de hierro.....	114
3.3.12.2. Cinética de manganeso.....	119
4. Modelos de calidad de agua	122
4.1. QUAL2K	126
4.1.1. Descripción.....	126
4.1.2. Estructura	127
4.1.3. Parámetros	127
4.1.4. Limitaciones	127
4.1.5. Ejemplos de uso.....	128
4.2. AQUATOX	128
4.2.1. Descripción.....	128
4.2.2. Estructura	129

4.2.3. Parámetros	129
4.2.4. Limitaciones	129
4.2.5. Ejemplos de uso.....	130
4.3. CE-QUAL-W2	130
4.3.1. Descripción.....	130
4.3.2. Estructura	131
4.3.3. Parámetros	131
4.3.4. Limitaciones	131
4.3.5. Ejemplos de uso.....	132
4.4. WASP	132
4.4.1. Descripción.....	132
4.4.2. Estructura	133
4.4.3. Parámetros	133
4.4.4. Limitaciones	134
4.4.5. Ejemplos de uso.....	134
4.5. CAEDYM	135
4.5.1. Descripción.....	135
4.5.2. Estructura	136
4.5.3. Parámetros	136
4.5.4. Limitaciones	137
4.5.5. Ejemplos de uso.....	137
4.6. CE-QUAL-ICM	138
4.6.1. Descripción.....	138
4.6.2. Estructura	138
4.6.3. Parámetros	138
4.6.4. Limitaciones	139
4.6.5. Ejemplos de uso.....	139
4.7. MOHID.....	139
4.7.1. Descripción.....	139
4.7.2. Estructura	140
4.7.3. Parámetros	140
4.7.4. Limitaciones	141
4.7.5. Ejemplos de uso.....	141
4.8. EFDC	142

4.8.1. Descripción.....	142
4.8.2. Estructura.....	143
4.8.3. Parámetros.....	143
4.8.4. Limitaciones.....	144
4.8.5. Ejemplos de uso.....	144
4.9. ROMS.....	145
4.9.1. Descripción.....	145
4.9.2. Estructura.....	145
4.9.3. Parámetros.....	146
4.9.4. Limitaciones.....	147
4.9.5. Ejemplos de uso.....	147
4.10. T2D8.....	148
4.10.1. Descripción.....	148
4.10.2. Estructura.....	148
4.10.3. Parámetros.....	148
4.10.4. Limitaciones.....	149
4.10.5. Ejemplos de uso.....	149
5. Conclusión.....	149
CAPÍTULO III. MODELO Y METODOLOGÍA.....	151
1. Análisis hidrológico e hidrodinámico del medio acuático.....	153
2. Modelo de eutrofización EnvHydrEM.....	161
2.1. Introducción.....	161
2.2. Ecuaciones matemáticas del modelo EnvHydrEM.....	166
2.2.1. Fitoplancton.....	166
2.2.2. Carbono inorgánico total.....	168
2.2.3. Carbono del sedimento.....	171
2.2.4. Fósforo orgánico.....	171
2.2.5. Fósforo inorgánico.....	173
2.2.6. Nitrógeno orgánico.....	174
2.2.7. Amonio.....	175
2.2.8. Nitrato.....	177
2.2.9. Silicio disuelto disponible.....	177

2.2.10. Silicio biogénico particulado	178
2.2.11. Oxígeno disuelto	179
2.2.12. Materia orgánica (DBOC).....	180
2.2.13. Zooplancton.....	181
2.2.14. Bacterioplancton.....	182
2.2.15. Detritus	183
2.2.16. Hierro total	184
2.2.17. Ión ferroso	185
2.2.18. Manganeso total	186
2.2.19. Ión manganoso	187
2.3. Parámetros del modelo EnvHydrEM	188
2.4. Resolución numérica del modelo	197
2.5. Análisis de sensibilidad del modelo	202

CAPÍTULO IV. CASOS DE APLICACIÓN: LAGUNAS DE VICTORIA Y ALBUFERA DE VALENCIA..... 203

1. Análisis de la eutrofización de las marismas de Victoria	205
1.1. Ámbito del estudio.....	205
1.2. Datos básicos de partida.....	209
1.2.1. Batimetría	209
1.2.2. Datos meteorológicos	210
1.2.3. Datos hidrodinámicos	214
1.2.4. Datos de calidad de las aguas de la laguna.....	216
1.3. Aplicación de los modelos matemáticos	217
1.3.1. Modelo hidrológico.....	218
1.3.2. Modelo hidrodinámico.....	222
1.3.3. Modelo de eutrofización.....	227
1.3.3.1. Calibración y validación del modelo	228
1.3.3.2. Resultados y discusión.....	233
2. Análisis de la eutrofización en la Albufera de Valencia.....	239
2.1. Ámbito del estudio.....	239
2.2. Datos básicos de partida.....	243
2.2.1. Batimetría	243

2.2.2. Datos meteorológicos e hidrológicos	244
2.2.3. Datos hidrodinámicos	250
2.2.4. Datos de calidad de las aportaciones	253
2.2.4. Datos de calidad de las aguas de la laguna	258
2.3. Aplicación de los modelos matemáticos	263
2.3.1. Modelo hidrológico	264
2.3.2. Modelo hidrodinámico	265
2.3.3. Modelo de eutrofización	271
2.3.3.1. Calibración y validación del modelo	272
2.3.3.2. Resultados y discusión	277
CAPÍTULO V. RESUMEN Y CONCLUSIONES	287
CAPÍTULO VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	297

LISTA DE FIGURAS

Página

CAPÍTULO I

CAPÍTULO II

Figura II.1. Esquema del proceso de eutrofización.....	17
Figura II.2. Sistema de coordenadas	24
Figura II.3. Organigrama de un modelo hidrodinámico.....	27
Figura II.4. Coeficientes de difusión en varios medios acuáticos	33
Figura II.5. Diagrama de interrelaciones básicas de un modelo de eutrofización	36
Figura II.6. Procesos básicos en la interacción fitoplancton-luz-temperatura-nutrientes para cuerpos de agua de clima templado.....	40
Figura II.7. Esquema simplificado del ciclo de carbono.....	61
Figura II.8. Esquema simplificado del ciclo de fósforo.....	66
Figura II.9. Esquema simplificado del ciclo de nitrógeno.....	74
Figura II.10. Diagrama de porcentajes de los nutrientes y del agua constituyentes de la biomasa media del fitoplancton	82
Figura II.11. Diagrama de las regiones de control del nitrógeno y del fósforo en relación con el ratio N/P	83
Figura II.12. Esquema simplificado del ciclo de silicio	86

CAPÍTULO III

Figura III.1. Esquema clasificatorio de los modelos hidrológicos según la representación del espacio.....	156
Figura III.2. Cuenca hidrológica de la Albufera de Valencia	157
Figura III.3. Ejemplo de tiempo de renovación en una laguna litoral (Albufera de Valencia, España)	159
Figura III.4. Esquema representativo de los procesos e interacciones del modelo EnvHydrEM	163

Figura III.5. Esquema de celdas utilizado en la discretización de la ecuación de advección 199

Figura III.6. Esquema de resolución del método numérico *Runge-Kutta* de orden cuatro 200

CAPÍTULO IV

Figura IV.1. Localización de la marisma de Victoria..... 206

Figura IV.2. Imagen aérea de la marisma de Victoria 207

Figura IV.3. Imagen de los puentes medieval y nuevo que atraviesan el canal que conecta la marisma de Victoria con el mar 207

Figura IV.4. Imagen aérea del canal atravesando la playa de Trengandín.....
..... 208

Figura IV.5. Imagen del canal de desagüe en situación semi cerrado y abierto 208

Figura IV.6. Batimetría de la marisma de Victoria 210

Figura IV.7. Precipitaciones anuales durante el periodo 2006-2010..... 211

Figura IV.8. Precipitación media mensual en el periodo 2006-2010 212

Figura IV.9. Temperatura media mensual en Victoria durante 2009 213

Figura IV.10. Radiación mensual en Victoria para el año 2009 213

Figura IV.11. Evapotranspiración potencial media en Victoria para el año 2009 214

Figura IV.12. Rosa de viento en temporada de baño para los años 2006-2009 215

Figura IV.13. Estaciones de muestreo en medio pelágico en Victoria..... 216

Figura IV.14. Delimitación de la cuenca hidrológica de Victoria 218

Figura IV.15. Localización del piezómetro Escajal (AR-1) 219

Figura IV.16. Representación grafica de los niveles medidas con el piezómetro Escajal (AR-1) 220

Figura IV.17. Hidrograma de lluvia y esorrentía generadas en la marisma de Victoria en 2009 221

Figura IV.18. Caudales medios mensuales estimados en la cuenca de la marisma de Victoria en 2009 221

Figura IV.19. Puntos de control utilizados en Victoria 222

Figura IV.20. Variación de la superficie libre en los puntos de control externos y los del canal	223
Figura IV.21. Variación de la superficie libre en diferentes puntos de control	224
Figura IV.22. Mapa de corrientes generadas por la marea astronómica en la marisma de Victoria durante la fase de pleamar.....	225
Figura IV.23. Mapas de las velocidades generadas en la marisma de Victoria por los vientos del sur a 5 km/h y del suroeste a 10 km/h.....	226
Figura IV.24. Variación de la superficie libre generada por los vientos del sur a 5 km/h y del suroeste a 10 km/h	226
Figura IV.25. Evolución de la concentración de la clorofila-a en Victoria desde el 1 de mayo hasta el 1 de agosto de 2009.....	231
Figura IV.26. Evolución de la concentración de la clorofila-a en Victoria desde el 1 de agosto hasta el 1 de noviembre de 2009	232
Figura IV.27. Evolución de la concentración de clorofila-a, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009	233
Figura IV.28. Evolución de la concentración de zooplancton, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.....	234
Figura IV.29. Evolución de la concentración de nitrato, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.....	235
Figura IV.30. Evolución de la concentración de silicio disuelto disponible, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009	236
Figura IV.31. Evolución de la concentración de hierro ferroso, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009	236
Figura IV.32. Localización de la laguna de la Albufera de Valencia	239
Figura IV.33. Imagen de la gola de Pujol	240
Figura IV.34. Modelo Digital del Terreno del parque de Albufera y del mar... ..	244
Figura IV.35. Precipitaciones anuales entre octubre de 1990 y septiembre de 2008	245
Figura IV.36. Precipitación media mensual en el periodo 1990/91 – 2007/08	245

Figura IV.37. Temperatura media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06.....	246
Figura IV.38. Radiación diaria media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06.....	247
Figura IV.39. Evapo-transpiración media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06	247
Figura IV.40. Localización de los equipos de toma de datos	248
Figura IV.41. Caudales medios mensuales en acequias	249
Figura IV.42. Niveles medios mensuales en acequias.....	249
Figura IV.43. Caudales medios mensuales en golas.....	249
Figura IV.44. Niveles medios mensuales en golas	250
Figura IV.45. Representación de la variación del nivel del mar en Valencia debida a la marea astronómica y meteorológica.....	251
Figura IV.46. Representación de la dirección y la intensidad de los episodios de viento diarios para el año hidrológico 2005/06.....	252
Figura IV.47. Representación de la probabilidad de presentación de episodios de viento en las ocho direcciones principales	252
Figura IV.48. Nivel en el lago desde noviembre del 2005 hasta diciembre del 2008.....	253
Figura IV.49. Situación de las estaciones de muestreo de las aguas de la cuenca vertidas al lago de la Albufera tomadas por EPSAR.....	254
Figura IV.50. Evolución de la concentración de fósforo total en las entradas al lago a lo largo en 2006/07	255
Figura IV.51. Evolución de la concentración de fósforo soluble reactivo en las entradas al lago en 2006/07	255
Figura IV.52. Evolución de las variables analizadas en los aportes al lago desde agosto de 2006 hasta junio de 2009.....	256
Figura IV.53. Puntos principales de entrada de vertidos residuales en el lago - zona norte y zona sur.....	257
Figura IV.54. Variación mensual de la concentración de clorofila-a en el lago durante el periodo 1994/1995-2007/2008	259
Figura IV.55. Localización de la incorporación de las acequias y de los puntos de control utilizados en la Albufera	259
Figura IV.56. Concentración de clorofila-a en el lago en $\mu\text{g l}^{-1}$	261

Figura IV.57. Concentración de fósforo soluble reactivo (PSR) en el lago en mg l^{-1}	262
Figura IV.58. Distribución del flujo de fósforo desde el sedimento en $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$	263
Figura IV.59. Hidrogramas de salida para el evento 194 - Zona Norte	264
Figura IV.60. Malla de la zona objeto de estudio de la Albufera de Valencia	265
Figura IV.61. Evolución del nivel en el lago para el año 2005/06.....	267
Figura IV.62. Velocidades medias calculadas para el segundo período del año 2005/06.....	268
Figura IV.63. Velocidades medias calculadas para un viento del W de 2,03 m/s	269
Figura IV.64. Potencial de renovación en la Albufera durante el periodo 2005/06	270
Figura IV.65. Evolución de la concentración de la clorofila-a en la Albufera del 1 de marzo al 1 de abril de 2006	275
Figura IV.66. Evolución de la concentración de la clorofila-a en la Albufera del 1 de abril al 1 de mayo de 2006	276
Figura IV.67. Evolución de la concentración de clorofila-a, en mg/l , en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006	278
Figura IV.68. Evolución de la concentración de fósforo orgánico, en mg/l , en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006.....	279
Figura IV.69. Evolución de la concentración de la DBOC, en mg/l , en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006	280
Figura IV.70. Evolución de la concentración de detritus, en mg/l , en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006	280

LISTA DE TABLAS

Página

CAPÍTULO I

CAPÍTULO II

Tabla II.1. Valores límites de la OCDE para un sistema completo de clasificación trófica.....	13
Tabla II.2. Tipos de vegetales que pueden encontrarse en un proceso de eutrofización	16
Tabla II.3. Clasificación de los modelos ecodinámicos.....	20
Tabla II.4. Valores bibliográficos de parámetros de los grupos de fitoplancton.....	48
Tabla II.5. Valores típicos de constante de semisaturación	52
Tabla II.6. Valores de la velocidad de sedimentación, V_{sfito} , para diferentes tipos de algas	56
Tabla II.7. Procesos involucrados en las transformaciones del fósforo y especies considerados	64
Tabla II.8. Procesos involucrados en las transformaciones del nitrógeno y especies considerados	72
Tabla II.9. Las bacterias responsables de la nitrificación	73
Tabla II.10. Clasificación comparativa de modelos de calidad de agua ...	123

CAPÍTULO III

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM	189
---	-----

CAPÍTULO IV

Tabla IV.1. Carreras de marea propagadas.....	215
Tabla IV.2. Régimen de viento (%) en temporada de baño para los años 2006-2009	216

Tabla IV.3. Coordenadas UTM de las estaciones de muestreo de Victoria	217
Tabla IV.4. Concentraciones de clorofila y nutrientes, en $\mu\text{g}/\text{l}$, registradas en la marisma de Victoria durante el año 2009	217
Tabla IV.5. Características de la masa de agua subterránea “Alisa-Ramales”	219
Tabla IV.6. Coordenadas UTM de los puntos de control utilizados en Victoria	223
Tabla IV.7. Valores adoptados de los parámetros del modelo para Victoria... ..	229
Tabla IV.8. Parámetros y valores estudiados para la calibración del modelo en Victoria	231
Tabla IV.9. Composición típica de aguas residuales urbanas y aguas de tormenta de los sistemas unitarios en Valencia	258
Tabla IV.10. Coordenadas UTM de los puntos de control utilizados en la Albufera	260
Tabla IV.11. Valores medios de las variables en el lago	260
Tabla IV.12. Valores adoptados de los parámetros para el estudio de la Albufera	273
Tabla IV.13. Parámetros y valores estudiados para la calibración del modelo en la Albufera	275
Tabla IV.14. Diagnóstico de los aportes y del lago de la Albufera	281

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN
GENERAL Y OBJETIVOS

1. Introducción

El crecimiento demográfico y el desarrollo económico observados a lo largo de estas últimas décadas en todo el planeta son los principales responsables de la mayoría de las modificaciones que se están produciendo a nivel ambiental. Esta presión sobre el medio ambiente se ve especialmente reflejada en el medio acuático. Las alteraciones del medio son la consecuencia de múltiples factores antrópicos (vertidos urbanos, agrícolas e industriales, acumulación de sedimentos, modificación de las características del medio, etc.) que provocan un aumento notable en los aportes de nutrientes al medio acuático.

En varios puntos del globo, este enriquecimiento forzado en nitratos (procedentes principalmente del lavado de tierras agrícolas), en amonio y fosfatos (abundantes en vertidos urbanos), ha causado un desequilibrio del medio acuático, llamado “eutrofización cultural”, que se manifiesta por una gran producción algal seguida frecuentemente de caídas del oxígeno disuelto perjudiciales para la fauna.

La eutrofización puede tener un origen natural, en especial en medios de baja renovación hidrodinámica. Desde sus inicios, la limnología ha utilizado los términos eutrófico y oligotrófico para designar ambientes con abundancia o escasez de organismos, materia orgánica o nutrientes. En este sentido son medios eutróficos aquellos en que la disponibilidad alimentaria permite sustentar una abundante biomasa y, por el contrario, resultan oligotróficos los ambientes prístinos en los cuales la escasa disponibilidad de estas sustancias limita el desarrollo de la actividad biológica. Originariamente los términos eutrófico y oligotrófico tuvieron un significado cualitativo para describir dos tipos de ambientes distintos. No obstante, posteriormente se desarrollaron escalas, basadas en la abundancia del fitoplancton en el medio, que permite dar a este fenómeno un enfoque cuantitativo. Desde entonces ha sido aceptado por la comunidad científica que el “grado eutrófico” de un cuerpo de agua se cuantifica como la concentración media anual de clorofila de ese ambiente

[OCDE, 1982; Ryding y Rast, 1992]. Fue *Vollenweider (1976)* el primer autor que propuso medir el grado de eutrofización de un ecosistema a partir de la concentración de clorofila, parámetro que a su vez está relacionado con el incremento en la concentración de nutrientes en el mismo.

La evaluación del estado trófico de un medio acuático expresa entonces la relación entre la disponibilidad de nutrientes y el crecimiento del fitoplancton dentro del sistema, por lo que el proceso de eutrofización depende principalmente del marco geográfico del medio y de las cargas de nutrientes que recibe [Rivera, 2002], y se ve afectado no sólo por el aporte de nutrientes como el nitrógeno y el fósforo, sino también por factores como la temperatura, el pH, la turbidez, etc. [Carlson y Simpson, 1996].

Por otra parte, si bien existen ambientes naturalmente eutróficos, la eutrofización se encuentra por lo general estrechamente relacionada con la actividad humana. Las principales fuentes antrópicas de nutrientes provienen de áreas urbanas que constituyen un aporte de aguas cloacales, la utilización de jabones y detergentes fosforados y, en zonas de intensa actividad agrícola, la utilización de fertilizantes.

Los lagos, con renovación muy lenta, fueron históricamente los primeros en suscitar el interés científico sobre el desarrollo de métodos y herramientas para el análisis de su restauración ambiental. Entre los varios tipos de estos medios se encuentran las lagunas litorales, que constituyen elementos de transición entre las aguas continentales y costeras.

Las lagunas costeras ocupan aproximadamente el 14% de la zona costera del planeta, siendo más numerosos en latitudes medias, de escasa marea y en zonas de acumulación de arena [Mitsch y Gosselink 1993; Nichols y Allen, 1981]. Estos sistemas se definen como formaciones terrestres comunes que se localizan a lo largo de los bordes de la mayoría de los continentes, se caracterizan por sus conexiones restringidas con el océano

y sus largos periodos de residencia del agua, siendo sistemas efimeros a escala de tiempo geológico [Kjerfve, 1986]. Lankford (1977) definió las lagunas litorales como “una depresión de la zona costera por debajo del promedio mayor de las mareas más altas, teniendo una comunicación con el mar permanente o temporal, pero protegida del mar por algún tipo de barrera”. Por su parte, Kjerfve (1994) la describió como “un cuerpo de agua costero separado del océano por una barrera, conectado al menos intermitentemente al océano por una o más bocas restringidas y, generalmente, con orientación paralela a la línea de costa”.

Ambas definiciones, que tratan de ser generales, olvidan, sin embargo, que existen lagunas en la zona costera donde la conexión con el mar puede no existir físicamente, pero cuyas características físicas y ecológicas las haga ser más parecidas a las primeras que a los lagos continentales.

De un punto de vista biológico, la productividad de algunas lagunas litorales es de la más altas registradas en la naturaleza [Knoppers, 1994], debido a los aportes continentales, a la influencia del océano y a las altas tasas de aportación de sedimentos. Ello las hace ser unos ambientes muy favorables para el desarrollo de grandes poblaciones de aves, mamíferos y peces, y lugares de una atracción turística importante [Day et al., 1989].

El frágil equilibrio que suele existir entre la extrema dinámica del medio y la biota es, no obstante, altamente vulnerable a la acción humana y a la propia naturaleza, estando periódicamente expuestas a perturbaciones como inundaciones o intrusiones marinas [Kjerfve, 1994; Costanza et al., 1993]. Asimismo, al estar ubicadas en las zonas más bajas de las cuencas y recibir el impacto de diversas actividades humanas, su biota se suele encontrar bajo un estrés permanente.

Con todo ello, y dado que la eutrofización es uno de los problemas más graves que amenazan a la vida ecológica en las lagunas litorales, no hay duda de que los análisis del estado trófico de dichos medios es imprescindible. Sin embargo, la particularidad de estos cuerpos de agua

hace necesario recurrir a un análisis eutrófico mucho más específico, teniendo en consideración todos los procesos e interacciones que pueden interferir de cerca o lejos en la eutrofización de las lagunas litorales.

Por otra parte, el manejo ambiental de la calidad de aguas en un medio requiere, sin duda, el uso de herramientas de predicción precisas para considerar las características físicas, químicas y biológicas del sistema acuático, así como los componentes climáticos del mismo. La compleja naturaleza de estos procesos y sus interacciones, condicionan que el modo más efectivo de proponer y probar estrategias de manejo y gestión de estos ecosistemas, es mediante la utilización de los modelos numéricos. Dichos modelos deben tener en cuenta todos los procesos relevantes y sus interacciones y, por supuesto, ser capaces de adaptarse a las escalas espaciales y temporales en las que se desarrollan los procesos físicos, químicos y biológicos críticos a efectos del estudio de la eutrofización.

La aplicación de los modelos numéricos ha desempeñado un papel muy importante a la hora de entender las causas y mecanismos de la contaminación acuática, en general, y de la eutrofización, en particular. Mediante estas herramientas, la ciencia ha permitido establecer las mejores estrategias de manejo del recurso, estableciendo planes de gestión y control del agua, con el fin de conservar su calidad o restablecerla. Hoy en día, el estudio de la eutrofización, constituye uno de los ejes de investigación más importantes para la comunidad científica en este ámbito.

En este sentido, en el estado del conocimiento, son muchos los modelos que han sido utilizados para el análisis de eutrofización en cuerpos de aguas, tales como CE-QUAL-W2 [Liu *et al.*, 2009; Kuo *et al.*, 2006], WASP [Kellershohn y Tsanis, 1999; Hajda y Novotny, 1996], ROMS [Travers *et al.*, 2009; Koné *et al.*, 2005], etc. La mayoría de estos modelos tienen un marcado carácter generalista, de modo que puedan ser aplicados a cualquier sistema acuático y al estudio de diversos problemas ambientales. Ello hace que su aplicación a algunos procesos o sistemas complejos, como

los que ocurren en las lagunas litorales, no esté suficientemente contrastada o, directamente, arroje resultados alejados de la realidad de estos medios.

2. Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es la elaboración de un modelo matemático de eutrofización específico para su aplicación en lagunas litorales. Este modelo debe tener en cuenta todas aquellas peculiaridades que van asociadas a este tipo de sistemas acuáticos y que resultan, principalmente, de la compleja interacción entre aguas continentales y marinas y de su baja renovación hidrodinámica.

Además de este objetivo general, se plantea en paralelo alcanzar otros objetivos enfocados en la definición de una metodología capaz de incorporar todos aquellos aspectos hidrológicos e hidrodinámicos de interacción entre aguas continentales y costeras en el desarrollo del modelo de eutrofización de las lagunas litorales. También, se pretende definir el conjunto de procesos e interacciones más críticos para la eutrofización de este tipo de medios y analizar las posibles interacciones entre la columna de agua y el sedimento. Finalmente se elabora un análisis estadístico de todos aquellos factores que pueden tener una importante influencia sobre dicho fenómeno.

3. Estructura de la tesis

Para exponer claramente las tareas desarrolladas para el alcance de dicho objetivo general, se presentan a continuación, de forma estructurada, los seis capítulos recogidos en la presente tesis:

Capítulo I. “Introducción general y objetivos”. Este capítulo contiene una introducción general de todo lo que se refiere a la problemática de

eutrofización de los medios acuáticos, en especial atención, las lagunas litorales. De ahí, la importancia del desarrollo de una herramienta matemática específica para el análisis de dicho fenómeno en estos medios concretos, y que refleja el objetivo general de esta tesis. Asimismo, se presenta la estructura adoptada en esta última.

Capítulo II. “Estado del conocimiento”. En este capítulo, se pretende profundizarse más en el conocimiento y entendimiento del fenómeno de eutrofización, recogiendo aquellos procesos e interacciones que han sido considerados en los modelos de calidad de agua encontrados en el estado del conocimiento, y describiendo las dinámicas del plancton y las cinéticas de las diferentes variables que suelen participar en este proceso. Además, el capítulo recoge una descripción somera de los modelos hidrodinámicos que se utilizan en este tipo de estudios. Por último se recopilan ejemplos de modelos de calidad de agua utilizados para el estudio de eutrofización en diferentes cuerpos de agua comparando, entre otras cosas, los parámetros y las limitaciones de cada uno de estos modelos.

Capítulo III. “Modelo y metodología”. Este capítulo representa el marco metodológico de este trabajo, describiendo el modelo de eutrofización “EnvHydrEM” propuesto en esta tesis, así como las cinéticas correspondientes a cada una de las diecinueve variables del modelo. Por otra parte, se representan los valores y rangos bibliográficos de los parámetros incluidos en dicho modelo, terminando con una breve descripción de lo que se refiere a la resolución numérica del modelo y el análisis de sensibilidad de sus parámetros.

Capítulo IV. “Casos de aplicación: lagunas de Victoria y Albufera de Valencia”. Por su parte, este capítulo contiene la aplicación del modelo EnvHydrEM propuesto en dos lagunas litorales de ambiente totalmente diferente. Por un lado, la marisma de Victoria con ambiente atlántico, y por otro, la Albufera de Valencia con ambiente mediterráneo. También se recogen todos los datos meteorológicos, hidrológicos, hidrodinámicos y de calidad de aguas necesarios para llevar a cabo el estudio de eutrofización

de cada una de estas lagunas. Por último, se ofrece una discusión sobre los resultados de simulación obtenidos en cada caso de estudio.

Capítulo V. “Resumen y conclusiones”. En este capítulo se da un resumen de los principales puntos que constituyen el enfoque principal de esta tesis y luego se recopilan aquellas conclusiones más importantes del trabajo. Posteriormente, se proponen las líneas futuras de investigación que pueden dar continuidad al presente trabajo.

Capítulo VI. “Referencias bibliográficas”. Finalmente, en este último capítulo, se recogen todas las referencias bibliográficas que han sido citadas en este documento.

CAPÍTULO II. ESTADO DEL CONOCIMIENTO

1. Introducción

Como se ha indicado anteriormente, la eutrofización de los medios acuáticos figura como uno de los problemas más importantes para la salud de los ecosistemas desde mediados del siglo XX [Nixon, 1995], por lo que su estudio ha sido objeto de numerosos trabajos de investigación [Cloern, 2001].

Dentro de los medios acuáticos, uno de los más vulnerables al fenómeno de eutrofización son las lagunas litorales, que constituyen zonas de transición entre las masas de aguas continentales y marinas, donde se originan cambios cíclicos condicionados, entre otros aspectos, por su conexión periódica con el mar.

Por otro lado, su alta productividad e importancia ecológica hacen de ellas medios de especial interés científico. La primera viene condicionada por la contribución de varios tipos de productores primarios, que aprovechan la habitual abundancia de nutrientes provenientes de la cuenca hidrológica que, además, son retenidos y reciclados [Alongi, 1998]. Su importancia ecológica se justifica por constituir hábitats singulares de producción, alimentación o refugio de diversas especies de invertebrados, peces y aves [Day et al., 1989].

Estas características hacen de las lagunas, a su vez, sistemas acuáticos claramente diferenciados de otros medios continentales o marinos, desde el punto de vista del tratamiento de los procesos físicos, químicos y biológicos que en ellas se producen.

A continuación, se recoge el estado de conocimiento de este trabajo, definiendo los mecanismos de la eutrofización y describiendo, someramente, los modelos hidrodinámicos que se suelen utilizar para este tipo de estudios, para pasar luego a un análisis detallado de aquellos procesos e interacciones que suelen intervenir en el proceso de eutrofización. Asimismo, se hace una breve revisión de los modelos de

calidad de agua que se suelen emplear para llevar a cabo el análisis del grado de eutrofia en un medio natural indicando, entre otras cosas, los parámetros considerados por cada uno de estos modelos.

2. Mecanismos del proceso de eutrofización

El término “*eutrofización*” viene del griego y está formado por el prefijo (*eu*): bien, bueno; añadido a (*trofé, és*): alimentación, nutrición; el infijo (*isis*): formación, operación; y el sufijo (*ción*): resultado de la acción; su significado literal es “resultado o efecto de una buena alimentación”.

La eutrofización durante mucho tiempo fue considerada como un proceso natural, un resultado de la descarga normal de nutrientes, sedimentos y otros materiales alóctonos en los sistemas acuáticos durante millones de años, en el cual un lago por ejemplo que recibía los aportes, se transformaba con el tiempo en una ciénaga que, al consolidarse, se convertía en un sistema terrestre. Este proceso tiene lugar en cientos de miles de años y es irreversible. Actualmente se habla de “Eutrofización Cultural” o “Eutrofización”, refiriéndose a aquella que está asociada a la intervención del ser humano [Silvério, 2006] y que puede desarrollarse en escalas temporales mucho más cortas.

De hecho, la eutrofización fue definida en las Directivas del Consejo de las Comunidades Europeas del 21 de mayo de 1991 en relación con el tratamiento de las aguas urbanas residuales y la del 12 de diciembre de 1991 relativa al nitrógeno de origen agrícola como: “el enriquecimiento del agua en elementos nutritivos, en particular, de los compuestos del nitrógeno y/o del fósforo, causando un desarrollo acelerado de las algas y vegetales de especies superiores que implica una perturbación indeseable del equilibrio de los organismos presentes en el agua y una degradación de la calidad del agua en cuestión” [91/271/CEE y 91/676/CEE].

La definición anterior pone de relieve que la eutrofización es una evolución del medio hacia un estado, razón por la cual se integra en una escala caracterizada por distintos grados de “trofia”. Estos grados de trofia simbolizan el nivel de riqueza en elementos que limitan la producción primaria [La Jeunesse, 2001]. Se distinguen cuatro grados de trofia:

- La ultra-oligotrofia y la oligotrofia: es cuando el medio es pobre en materias nutritivas, pero muy oxigenado en toda su profundidad y la claridad del agua es muy buena.
- La mesotrofia: es una fase intermedia donde el contenido en materias nutritivas es medio y los organismos acuáticos son más numerosos.
- La eutrofia: es el proceso que nos interesa y que califica un medio rico en materias nutritivas.
- La hipertrofia: es la continuación del proceso de eutrofización. El medio se enriquece entonces en exceso en materias nutritivas y las concentraciones en oxígeno disuelto en el agua son muy bajas.

Para caracterizar de la mejor manera posible el estado trófico de un medio, se evalúa el grado de eutrofización basándose en distintos parámetros como, por ejemplo, las concentraciones en fósforo total, clorofila-a, o la claridad del agua medida por el disco de Secchi. En la tabla II.1 se agrupan los valores límites establecidos por la *Organización para la Cooperación y Desarrollo Económico (OCDE)* para la clasificación trófica de un medio acuático [OCDE, 1982].

Tabla II.1. Valores límites de la OCDE para un sistema completo de clasificación trófica

Valores del límite del estado trófico de cuerpos de agua					
Grado de trofia	Fósforo total ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Clorofila-a media ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Clorofila-a máxima ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Secchi media (m)	Secchi mínima (m)
Ultra-oligotrofia	< 4	< 1	< 2,5	> 12	> 6
Oligotrofia	< 10	< 2,5	2,5 - 8	> 6	> 3
Mesotrofia	10 - 35	2,5 - 8	8 - 25	6 - 3	3 - 1,5
Eutrofia	35 - 100	8 - 25	25 - 75	3 - 1,5	1,5 - 0,7
Hípertrofia	> 100	> 25	> 75	< 1,5	< 0,7

Generalmente, son diversas las fuentes que aportan nutrientes a las aguas superficiales. Es conveniente clasificar las entradas químicas a ríos, lagos y océanos como fuentes puntuales o difusas [Carpenter et al., 1998]. Las fuentes puntuales incluyen las plantas de tratamiento urbanas y los vertidos industriales, y suelen considerarse una entrada continua en el tiempo, llegando al cuerpo de agua a través de un tubo o en un lugar específico. Esto hace que la vigilancia y el tratamiento de la contaminación resultan relativamente sencillos. Las fuentes difusas, en cambio, suelen incluir la escorrentía agrícola de fertilizantes y desechos animales; la escorrentía urbana, que puede arrastrar fertilizantes en zonas sin alcantarillado; la deposición atmosférica; la lixiviación de fosas sépticas, etc. Este tipo de fuentes tiende a ser episódico, y suele estar ligado a la actividad de temporada, como la agricultura o la construcción, o bien irregulares y asociados a las tormentas. Las entradas de fuentes difusas suelen ser derivadas de grandes áreas, y son transportadas por los flujos hídricos y por deposiciones húmedas y secas, por lo que son difíciles de medir y regular.

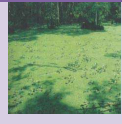



En el caso de un lago, por ejemplo, los aportes de nutrientes pueden ser de origen fluvial, ya que, normalmente, los ríos transportan una carga de materia soluble y particulada que proviene de los lixiviados y escorrentías de la cuenca que drenan. De hecho, existe una fuerte correlación entre las cargas de nitrógeno y fósforo total en los ríos con el uso del suelo y, especialmente, con las prácticas agrícolas [Moreau y Buson, 1998]. Históricamente la carga de nutrientes en los ríos ha ido creciendo de forma paralela al incremento de poblaciones humanas en sus cuencas, debido a las aguas residuales provenientes tanto de los aportes humanos como de los de animales, sin olvidar el mencionado aumento de la aplicación de fertilizantes en las tierras de cultivo, con la consiguiente lixiviación al río [Cooper, 1995]. Balls (1994) estudió el caso de nueve estuarios escoceses y pudo observar que los ríos con mayor concentración de nutrientes coinciden con aquellos que drenan cuencas de agricultura intensiva. Por otra parte, Ménesguen et al. (1995) observaron que la concentración de nitrógeno inorgánico disuelto aumentó de 1978 a 1992 debido al

incremento de las actividades humanas en la cuenca del Sena (Francia) particularmente por el uso de fertilizantes en agricultura. Por el contrario, se ha detectado en los últimos años una disminución en la carga de fosfato debido a la reducción de los efluentes industriales.

Por otra parte, las aguas subterráneas también pueden aportar nutrientes a los medios acuáticos, si bien su cuantificación resulta, en general, compleja. La consideración de las entradas atmosféricas, sin embargo, es muy importante, principalmente en lo que se refiere al nitrógeno. En este tipo de entradas, los aportes pueden ser en forma de partículas en suspensión o bien de especies químicas presentes en forma gaseosa que se disuelven en el agua en contacto con ésta. Asimismo, en el ciclo de nitrógeno, además de dicha deposición atmosférica, hay que tener en cuenta la fijación biológica de compuestos nitrogenados. Finalmente, las entradas a partir del mar son, generalmente, muy bajas y suelen ser, como mínimo, de un orden de magnitud inferior a las provenientes de las fuentes anteriores. No obstante, en algunos casos, dichas entradas juegan un papel fundamental en el proceso de renovación de ciertas masas de agua (por ejemplo las lagunas litorales) y, por tanto, su consideración tiene una gran importancia.

La aportación de nutrientes a través de las fuentes mencionadas produce, como se ha dicho, un aumento de la biomasa y un empobrecimiento de la diversidad. En los ecosistemas acuáticos eutrofizados, comienza la alteración de la biota y de la diversidad biológica, provocando una proliferación de algas y de macrófitos en exceso que, al morir, se depositan en el fondo de los medios acuáticos generando residuos orgánicos que se descomponen consumiendo una gran parte del oxígeno disuelto. Esto puede afectar a la vida acuática y producir la muerte por asfixia de la fauna y flora, hasta el punto de poder llegar a matar el cuerpo de agua por completo [Thomann y Mueller, 1987]. La tabla II.2 agrupa los diversos tipos de comunidades vegetales que pueden ser sensibles al enriquecimiento de un medio acuático, revelando señales de eutrofización [Bormans, 2005].

Tabla II.2. Tipos de vegetales que pueden encontrarse en un proceso de eutrofización.

Formas vegetales	Aspecto del medio acuático	Ilustración
Fitoplancton	Agua colorada, reducción de la transparencia	
Algas fijadas	Depósito en el fondo de las corrientes de agua	
	Algas grandes que pueden invadir toda la masa de agua	
Vegetales superiores	Apariencia de vegetales terrestres	

En síntesis, se pueden distinguir cuatro principales fases del proceso de eutrofización (figura II.1):

1. Las altas concentraciones de nutrientes pueden llevar a proliferaciones masivas de fitoplancton. Estos *blooms* ocurren en grandes extensiones e impiden que la luz penetre en el agua hasta las zonas más profundas. De esta manera se impide el crecimiento de plantas a mayor profundidad y se reduce la biodiversidad.
2. Cuando el fitoplancton muere es remineralizado por parte de las bacterias (que se alimentan del detritus). Este proceso utiliza esencialmente el oxígeno disuelto en el agua. Cuando el proceso es muy generalizado esta descomposición bacteriana puede utilizar tanto oxígeno, que no quede suficiente para los peces.
3. El fondo del ecosistema acuático se va convirtiendo de forma gradual en un ambiente anaerobio, debido al aumento en la concentración de gases como anhídrido sulfuroso (H_2S), metano (CH_4) y anhídrido carbónico (CO_2), haciendo inviable la forma de vida de la mayoría de las especies que forman dicho ecosistema.
4. En la última fase, se produce una muerte masiva de peces y de la biota en general, acompañada de bioacumulación de sustancias tóxicas. Se

aumenta entonces la sedimentación en los cuerpos de agua, reduciendo su vida y propiciando la proliferación de organismos patógenos y vectores de enfermedades.

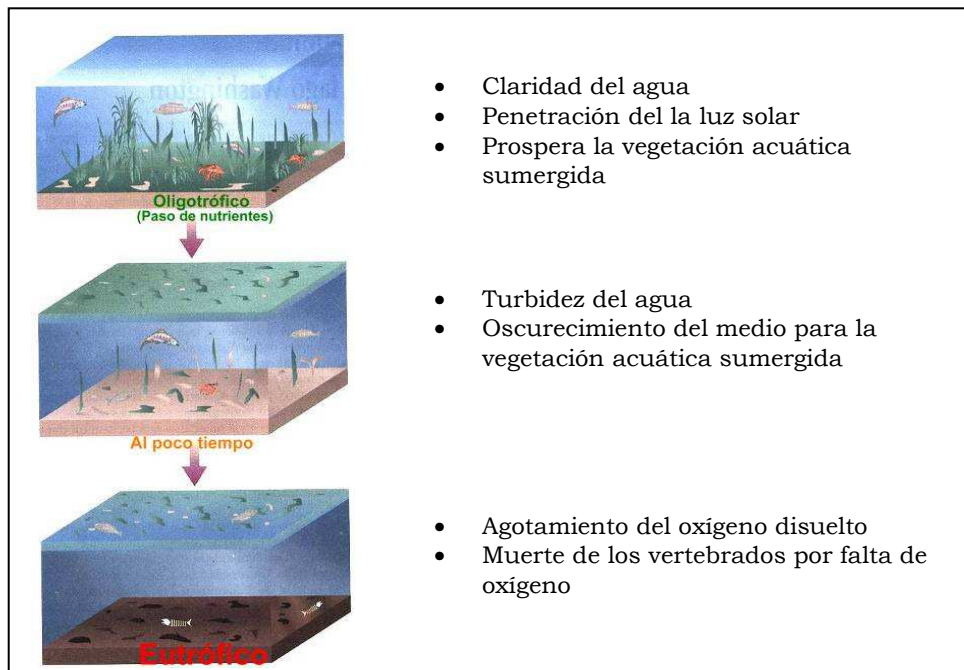


Figura II.1. Esquema del proceso de eutrofización [Nebel y Wright, 2002].

Por otra parte, el proceso de eutrofización se ve afectado por los procesos hidrológicos del medio que actúan a diferentes escalas espaciales y temporales. La dinámica del sistema acuático, los flujos del sistema (en especial las entradas y salidas) y su variabilidad, las condiciones de renovación hidrodinámica, y los efectos de la marea, las corrientes y el viento son, entre otros, los que ejercen papeles clave a la hora de regular el funcionamiento ecológico de un ecosistema.

Con todo ello, es evidente que la eutrofización es uno de los problemas ambientales más graves que amenazan nuestro planeta. Tal y como se ha dicho anteriormente, la eutrofización es un proceso dinámico relacionado con la afluencia de nutrientes, particularmente del fósforo y del nitrógeno, que tienen un efecto perjudicial sobre los ecosistemas acuáticos, la calidad del agua, y el ciclo interno del nutriente. Así que el control de estos nutrientes resulta ser muy necesario para la reducción de la eutrofización. Es aquí donde aparecen los modelos empíricos como una herramienta muy

útil para el estudio y el control de los problemas de calidad de agua y, entre ellos, el problema de la eutrofización.

3. Modelado matemático de la eutrofización

Se denomina “modelo” el conjunto de conceptos y/o ecuaciones que llevan a la aproximación a la realidad de un fenómeno. Por otro lado, tanto en el análisis cuantitativo como cualitativo, existen aplicaciones informáticas que permiten la creación de modelos con formulaciones predefinidas sobre diferentes casos específicos.

Estimulados por la necesidad de controlar la contaminación de las principales fuentes de agua dulce y de asegurar la protección de la salud pública, los ingenieros sanitarios fueron los primeros en examinar cuantitativamente las respuestas físicas, químicas, y biológicas de las corrientes cargadas de nutrientes. En los años 20 del siglo pasado, la Comisión del río Ohio en Estados Unidos comenzó un estudio intensivo de las fuentes de contaminación y de sus impactos sobre el abastecimiento de aguas domésticas. De esta investigación surgió no solo uno de los primeros modelos matemáticos de calidad de un medio acuático, sino también la primera ecuación que describía el equilibrio del oxígeno disuelto en una corriente de agua [*Streeter y Phelps, 1925*].

El desarrollo de los ordenadores y de las técnicas matemáticas que lo acompañaron, especialmente los métodos numéricos destinados a solucionar problemas antes insuperables, propició un cambio rápido en el tratamiento de los problemas hídricos. En un tiempo relativamente corto desde finales de la década de los 50, multitud de métodos fueron desarrollados para solucionar sistemas grandes de ecuaciones algebraicas simultáneas y representaciones de diferencias finitas de ecuaciones diferenciales lineales y no lineales complejas. Y así, se reconoció rápidamente el potencial de estos métodos para asegurar diversas

soluciones para aquellos problemas ambientales más difíciles y más complejos, entre ellos el problema de la eutrofización.

Según lo visto en el capítulo anterior, el término eutrofización incluye múltiples aspectos asociados, generalmente, a una productividad creciente de algas y a una reducción en la capacidad del metabolismo de los organismos acuáticos para adaptar su crecimiento a los cambios que puede sufrir el medio. En efecto, para controlar el proceso de eutrofización en un medio acuático, además de estudiar los diferentes parámetros que influyen sobre este proceso, es necesario entender suficientemente el ecosistema para conocer su capacidad y su resistencia frente a los cambios causados por fenómenos de origen, tanto natural como antrópico.

El conocimiento de los ecosistemas acuáticos indica la complejidad y la diversidad de la naturaleza, no obstante, el nivel actual de la ciencia está aún lejos de una explicación completa de su comportamiento. El papel que desempeñan los modelos matemáticos es, precisamente, establecer una relación entre el conjunto de este conocimiento y el procedimiento de toma de decisiones en la gestión ambiental, presentando una simplificación racional y reflejando todo el conocimiento importante relacionado con los medios acuáticos.

El modelado de la calidad del agua presenta un especial desafío para el análisis y caracterización de los sistemas acuáticos, ya que exige la integración de varias disciplinas. El comportamiento de los medios acuáticos se suele considerar, desde un punto de vista científico, como resultante de la superposición de tres subsistemas interrelacionados entre sí: el hidrodinámico, el termodinámico y el ecológico. La hidrodinámica se define como el flujo de momento que regula el transporte del líquido que conduce los flujos de materia. La termodinámica, representa el flujo de energía que regula la temperatura del medio fluido y la cinética de los procesos químicos y biológicos. Por último, la definición de la ecodinámica no está aún clara debido a la complejidad de los procesos bioquímicos. El análisis e interacciones de estos tres subsistemas juega un papel muy

importante en el estudio de un sistema acuático, ya que son éstos los que determinan la especie y la distribución temporal y espacial de los nutrientes en el medio [García, 1998].

Investigadores como *Hutchinson (1948)*, *Quinlan (1975)*, *Najarian y Harleman (1975)* y otros, han estudiado las categorías metodológicas del modelado desde una perspectiva ecodinámica (tabla II.3).

Tabla II.3. Clasificación de los modelos ecodinámicos [Quinlan, 1975].

Modelo	Principios implicados	Ciclos	Variable
Biodemográfico	Conservación de especies	Ciclo de vida	Número de especies (biomasa)
Bioenergético	Conservación de energía	Circuito del flujo de energía	Energía
Biogeoquímico	Conservación de masa	Ciclo de elementos	Masa de materia

Entre estos autores *Quinlan (1975)* discutió las estructuras y las funciones fundamentales de estas metodologías, dejando entrever las ventajas del enfoque “biogeoquímico” en el caso del modelado de la calidad del agua.

Los modelos biodemográficos no pueden explicar la manera de la cual los flujos y las distribuciones de la materia y de la energía dentro de un ecosistema determinan su estructura y su comportamiento. La biomasa no es claramente conservativa dada que las capacidades de almacenamiento de la materia y la energía de diversas especies varían. Por ello, un planteamiento en estos términos hace necesario determinar el contenido en masa y en energía de las diversas especies que imponen algunas restricciones ante la función, el crecimiento y la muerte de los organismos vivos.

Por otro lado, los modelos bioenergéticos no explican directamente los flujos de materia en los ciclos de elementos y su impacto sobre la

disponibilidad de los nutrientes específicos para el crecimiento de los organismos vivos.

Todos los procesos subsecuentes de un ecosistema implican una serie de interacciones específicas y cambios de materia que suelen ir acompañados por la producción de calor. Como consecuencia, el flujo de energía en un ecosistema obliga a la materia a completar su ciclo a través de varias formas bióticas y abióticas de almacenamiento de la materia. Por lo tanto, la materia es el vehículo de almacenamiento de la energía.

El modelo biogeoquímico se lleva a cabo basándose en los principios de conservación y causalidad. Es específicamente ventajoso para entender el mecanismo del proceso de eutrofización que se asocia al hecho de que todos los organismos vivos requieren nutrientes químicos específicos para su desarrollo, su crecimiento y su reproducción [Watanabe, sin año].

3.1. Modelos hidrodinámicos

El estudio del transporte de una sustancia en ecosistemas superficiales requiere el conocimiento del campo de velocidades para su posterior aplicación a los modelos de calidad. La obtención del régimen de corrientes puede realizarse mediante la definición directa por parte del usuario del campo de velocidades (cuando éstas son conocidas en los diversos puntos representativos del sistema natural), o calculándolas a través de un programa de simulación hidrodinámica.

La fuerte variabilidad de los factores que originan dichas hidrodinámicas, tales como el viento, las mareas, los vertidos, la variación de la rugosidad del fondo, etc., que suelen ocurrir en sistemas morfológicamente complejos, hacen que esta última opción (la del uso de modelos hidrodinámicos calibrados) sea la más habitualmente adoptada.

Generalmente, para la simulación de la calidad de agua en ecosistemas naturales, se recurre a modelos hidrodinámicos unidimensionales (DYRESM [Imberger y al., 1978]), quasi-bidimensionales (DYRESM-II [Hocking, 1991]), bidimensionales (H2D [García et al., 2010]; CE-QUAL-W2 [Martin, 1988]; RMA2 [Holtschlag y Koschik, 2002]), quasi-tridimensionales (H2DZ [Revilla et al., 1995]; [Jin y Kranenburg, 1993]) o tridimensionales (H3D [Castanedo Bárcena, 2002]; MOHID [Marín y Campuzano, 2008]; CH3D [Sheng, 1990]) según el estudio requerido.

En sistemas unidimensionales se suelen considerar los siguientes factores: i) las diferencias de niveles entre distintos puntos; ii) la acción del viento sobre la superficie y iii) el rozamiento de la capa de agua con el fondo. En cuanto a sistemas bidimensionales, se introducen además las aceleraciones perpendiculares al flujo, tales como la aceleración de *Coriolis* y el rozamiento lateral entre los volúmenes de agua, relacionado con la viscosidad. Por último, con modelos tridimensionales se puede considerar la aparición de otros fenómenos debidos a la aparición de gradientes de presión relacionados con la diferencia de densidades, fenómenos de mezcla turbulenta, etc. [Martín Monerris, 1998].

Para los modelos hidrodinámicos tridimensionales, las ecuaciones de gobierno se derivan de los principios de conservación de la cantidad de movimiento y de la conservación de la masa que gobiernan el movimiento de un fluido y que, para el caso de fluido incompresible, son:

Ecuación de continuidad:

$$\nabla u = 0 \quad (II.1)$$

Ecuación de conservación de la cantidad de movimiento:

$$\rho \left[\frac{Du}{Dt} \right] = -\nabla p + \rho g + \left[\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \right] \quad (II.2)$$

Donde

∇ : gradiente;

u : vector de velocidad (u, v, w);

ρ : densidad del fluido;

p : presión;

g : aceleración de la gravedad;

τ_{ij} : tensión tangencial en la dirección i sobre el plano j ;

D/Dt : derivada material;

$\frac{\partial}{\partial x_j}$: derivada parcial.

En lagunas litorales someras, suele ser suficiente emplear una aproximación bidimensional para resolver las ecuaciones tridimensionales anteriores, como puede ser la correspondiente a la solución de ondas largas. En ella la integración de las ecuaciones de cantidad de movimiento y continuidad anteriores conduce a las siguientes expresiones:

Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \bar{u}H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (II.3)$$

Conservación de cantidad de movimiento:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}H}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}^2 H)}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{u}\bar{v}H)}{\partial y} - f\bar{v}H = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gH^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + N_x \left[\frac{\partial^2 (\bar{u}H)}{\partial x^2} \right] + \\ + N_y \left[\frac{\partial^2 (\bar{u}H)}{\partial y^2} \right] + \frac{1}{\rho_0} [\tau_{xz}(\eta) - \tau_{xz}(-h)] \end{aligned} \quad (II.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}H}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}\bar{v}H)}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{v}^2 H)}{\partial y} - f\bar{u}H = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gH^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial y} + N_x \left[\frac{\partial^2 (\bar{v}H)}{\partial x^2} \right] + \\ + N_y \left[\frac{\partial^2 (\bar{v}H)}{\partial y^2} \right] + \frac{1}{\rho_0} [\tau_{yz}(\eta) - \tau_{yz}(-h)] \end{aligned} \quad (II.5)$$

En la que las variables dependientes del problema son η, \bar{u}, \bar{v} y ρ_0 :

η : elevación de la superficie libre sobre el nivel de referencia (figura II.2);

\bar{u} , \bar{v} : velocidades promediadas en vertical en las direcciones x e y ;
 ρ_0 : densidad media en cada punto de cálculo;

y donde

H : altura de agua ($H = h + \eta$);

f : parámetro de Coriolis ($f = 2 \Omega \text{ sen}\phi$);

Ω : velocidad angular de la tierra ($\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$);

ϕ : latitud;

N_x, N_y : coeficientes horizontales de viscosidad de remolino;

$\tau_{xz}(-h), \tau_{yz}(-h)$: términos de fricción de fondo en la dirección x e y ;

$\tau_{xz}(\eta), \tau_{yz}(\eta)$: tensiones tangenciales en la superficie libre en la dirección x e y . Por ejemplo, en el caso del viento, las tensiones generadas se pueden expresar de la siguiente manera:

$$\frac{\tau_{xz}(\eta)}{\rho_0} = C_a \frac{\rho_a}{\rho_0} W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (II.6)$$

$$\frac{\tau_{yz}(\eta)}{\rho_0} = C_a \frac{\rho_a}{\rho_0} W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (II.7)$$

Donde

C_a : coeficiente de fricción por viento;

W_x, W_y : velocidades del viento en las direcciones x e y a 10 m sobre la superficie libre;

ρ_a : densidad del aire.

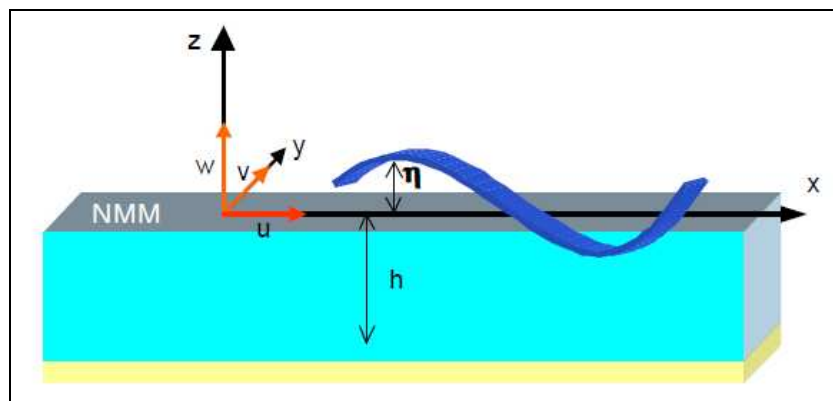


Figura II.2. Sistema de coordenadas [García, 2004].

Por otra parte, la fricción por fondo puede expresarse como una variable que depende de la profundidad, mediante la utilización de la fórmula de *Colebrook*:

$$C = 18 \times \log \left(\frac{12 \times H}{K} \right) \quad (II.8)$$

En donde

C : coeficiente de fricción de *Chezy*;

K : rugosidad de *Nikuradse*.

Por lo que las tensiones en el fondo se pueden entonces expresar como:

$$\frac{\tau_{xz}(h)}{\rho_0} = \frac{g \bar{u} \sqrt{\bar{u}^{-2} + \bar{v}^{-2}}}{C^2 H} \quad (II.9)$$

$$\frac{\tau_{yz}(h)}{\rho_0} = \frac{g \bar{v} \sqrt{\bar{u}^{-2} + \bar{v}^{-2}}}{C^2 H} \quad (II.10)$$

Para tener en cuenta la influencia de los gradientes horizontales de velocidad en el movimiento, deben considerarse tres ecuaciones: dos correspondientes a la conservación de temperatura y salinidad respectivamente, y otra de estado relacionando estas dos variables con la densidad.

Ecuación de difusión para la temperatura (T) y la salinidad (S):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + F_T \quad (II.11)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + F_S \quad (II.12)$$

Ecuación de estado:

$$\rho = \rho(T, S) \quad (II.13)$$

Donde

T : temperatura medida;

S : concentración media de la sal;

D_x, D_y : coeficientes de difusión para la temperatura y la salinidad;

F_T, F_S : fuentes o sumideros de temperatura y salinidad respectivamente.

En lo que se refiere a la ecuación de estado, el modelo utiliza la fórmula estándar de la UNESCO [UNESCO, 1982], que se expresa de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \rho(T, S) = & 999.842594 + 6.79395210^{-2} T - 9.0952910^{-3} T^2 + 1.00168510^{-4} T^3 - \\ & -1.12008310^{-6} T^4 + 6.53633210^{-9} T^5 + (0.824493 - 4.089910^{-3} T + \\ & + 7.643810^{-5} T^2 - 8.246710^{-7} T^3 + 5.387510^{-9} T^4) S + (-5.7246610^{-3} + \\ & + 1.022710^{-4} T - 1.654610^{-6} T^2) S^{1.5} + 4.831410^{-4} S^2 \end{aligned} \quad (II.14)$$

Para resolver el sistema de ecuaciones descrito anteriormente, se puede aplicar el método implícito de dirección alternada que fue utilizado por *Leendertse (1970)*. Dicho método emplea un esquema centrado con dos niveles de tiempo, con el que se alcanza una aproximación de segundo orden en espacio y tiempo.

Para llevar a cabo dicha integración numérica, los modelos hidrodinámicos suelen dividir la zona de estudio en celdas en las que calculan la velocidad y el nivel, configurando el conjunto de las mismas en la malla de estudio. Las dimensiones de esta última son función del tamaño del área a analizar y su resolución depende del grado de detalle requerido. No obstante, estos modelos requieren especificar un serie de datos de partida tales como acciones (marea y/o caudales de entrada y salida), contornos (batimetría, condiciones en los bordes de nivel o de caudal) y coeficientes (rugosidad, viscosidad de remolino).

A medida que se va resolviendo cada paso de tiempo se obtienen, en primer lugar, los valores de la velocidad (u, v) y de la superficie libre en cada uno de los puntos de la malla. Seguidamente, se calcula la densidad que se

obtiene a partir de la resolución, de forma explícita, de las ecuaciones de difusión de T y S . El resultado final es el campo de velocidades, niveles y densidades para cada punto y a lo largo del tiempo.

La figura II.3 muestra el organigrama de un modelo hidrodinámico [García, 1998].

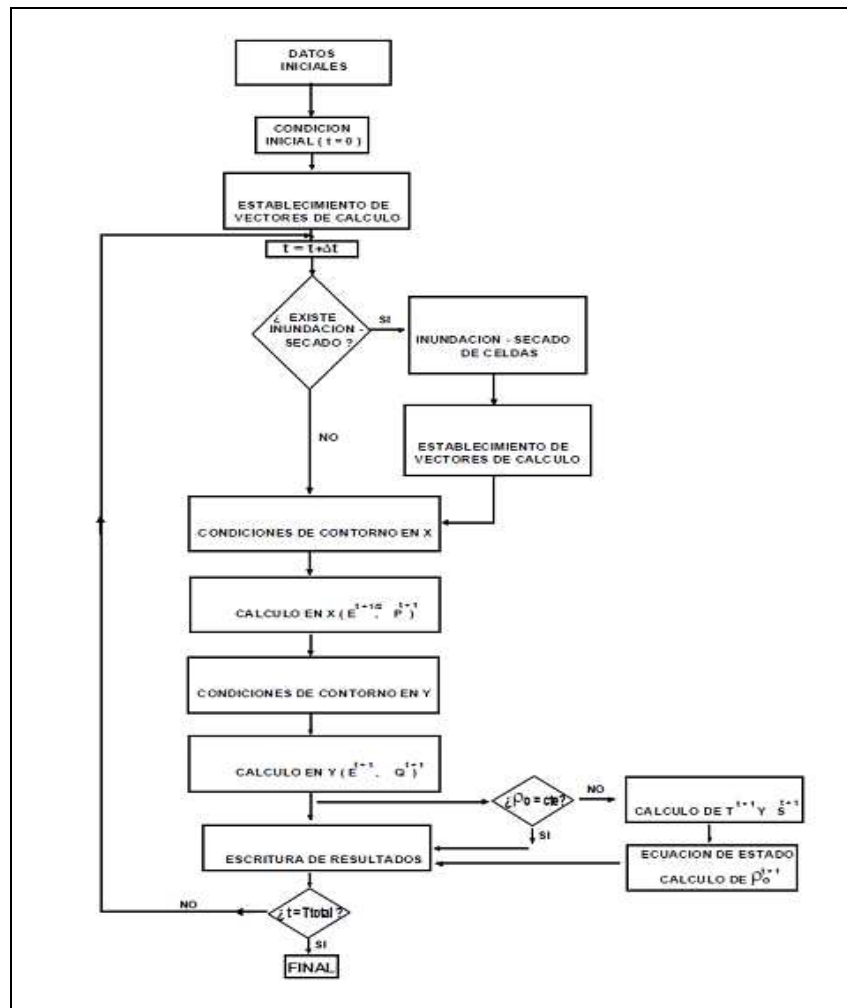


Figura II.3. Organigrama de un modelo hidrodinámico.

En el caso de las corrientes generadas por el viento, se suele recurrir al uso de modelos quasi-tridimensionales, que consideran que las velocidades producidas por el mismo en la columna de agua, constituyen un movimiento de trayectoria plana variable en profundidad. Sin embargo en el caso de profundidades muy pequeñas, podría admitirse que el efecto del viento es totalmente transmitido hasta el fondo, con lo que las ecuaciones anteriores de onda larga siguen siendo representativas.

Asumiendo que, en situaciones de flujo originadas por viento constante y permanente, el campo de velocidades es estacionario, los gradientes horizontales de las componentes de la velocidad así como el componente vertical de la velocidad son despreciables y, teniendo una distribución hidrostática de presiones, la ecuación de cantidad de movimiento puede ser expresada de la manera siguiente:

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \nu \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (II.15)$$

Con la posibilidad de conceder a la velocidad una distribución parabólica:

$$U(z) = \alpha z^2 + \beta z + \gamma \quad (II.16)$$

$$V(z) = \alpha' z^2 + \beta' z + \gamma' \quad (II.17)$$

La determinación de los coeficientes α , β , γ , α' , β' y γ' se hace junto a la de las condiciones de contorno en la superficie y en el fondo.

Todas estas hipótesis llevan a considerar que el modelo sea válido para la evaluación del campo de velocidades originado por un viento estacionario en dirección y velocidad en zonas de batimetrías suaves con profundidades pequeñas.

La mecánica operativa para la resolución de este modelo consiste en el cálculo de las componentes U , V promediadas en vertical y la posterior obtención de la distribución de las componentes de velocidad puntual u y v en profundidad, mediante la aproximación parabólica señalada. Para ello se considera una condición de no deslizamiento en el fondo ($u, v = 0$) y se iguala el valor de la tensión tangencial en superficie con la producida por el viento, que se supone proporcional al cuadrado de la velocidad.

Así pues, se pueden presentar las expresiones resultantes para la distribución vertical de la velocidad de la siguiente forma:

$$U(z) = \left[\frac{3}{4}a - \frac{3}{2}U \right] \left[\left(\frac{z}{h} \right)^2 - 1 \right] + \left(\frac{z}{h} + 1 \right) \quad (\text{II.18})$$

$$V(z) = \left[\frac{3}{4}b - \frac{3}{2}V \right] \left[\left(\frac{z}{h} \right)^2 - 1 \right] + \left(\frac{z}{h} + 1 \right) \quad (\text{II.19})$$

Siendo $a = \frac{\tau_{sx}H}{\rho\nu}$ y $b = \frac{\tau_{sy}H}{\rho\nu}$, en las que ν es la viscosidad de remolino en superficie y τ_s es la tensión tangencial debida al viento ($\tau_s = c_w^2$) de componentes τ_{sx} y τ_{sy} .

En este caso, la promediación de las ecuaciones de cantidad de movimiento y de continuidad conduce a la obtención de las siguientes expresiones:

Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \bar{u}H}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (\text{II.20})$$

Ecuación de cantidad de movimiento:

- En x:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \left(0.2 \bar{u} + \frac{a}{40} \right) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \left(0.2 \bar{v} + \frac{b}{40} \right) \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \\ + f \bar{v} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \left(0.18 \frac{\bar{u}}{H} \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho_0}} - 0.5 \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} \right) \end{aligned} \quad (\text{II.21})$$

- En y:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \left(0.2 \bar{u} + \frac{a}{40} \right) \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \left(0.2 \bar{v} + \frac{b}{40} \right) \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \\ + f \bar{u} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \left(0.18 \frac{\bar{v}}{H} \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho_0}} - 0.5 \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} \right) \end{aligned} \quad (\text{II.22})$$

En los modelos quasi-tridimensionales se utilizan mallas de cálculo similares a las descritas para la ejecución de los modelos hidrodinámicos bidimensionales y, al igual que éstos, dichos modelos requieren ciertos datos de partida como las acciones (viento), los contornos (márgenes, batimetría) y el coeficiente de arrastre.

3.2. Modelos de advección dispersión

El núcleo de cualquier modelo de calidad de aguas es la ecuación de la conservación de masa aplicada a cada una de las sustancias objeto de interés. Estas pueden ser contaminantes químicos, oxígeno disuelto, microorganismos, etc., según el tipo del problema que se trate de analizar. Dichas sustancias constituyen los “componentes del modelo”.

La evolución de cualquier sustancia en un punto cualquiera de un sistema acuático ha de cumplir la ecuación fundamental de conservación de la materia como resultado de la conjunción de los tres procesos siguientes: la advección o transporte por las corrientes del medio, la difusión o dispersión debida a los fenómenos turbulentos y, finalmente, la degradación o reacción con otras sustancias u organismos presentes en el medio. Así, la ecuación diferencial de conservación de masa, llamada también de “advección-difusión”, representa la variación en el tiempo de concentración de una sustancia presente en un diferencial de volumen:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\frac{\partial uc}{\partial x} - \frac{\partial vc}{\partial y} - \frac{\partial wc}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x \frac{\partial c}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_y \frac{\partial c}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_z \frac{\partial c}{\partial z}\right) + F \quad (II.23)$$

Donde

c : concentración de una sustancia (mg.L^{-1});

u , v , w : componentes del vector velocidad longitudinal (u), transversal (v) y vertical (w) (m.s^{-1});

D_x , D_y , D_z : coeficientes de difusión turbulenta longitudinal, transversal y vertical ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);

F : fuentes o sumideros de la sustancia, por unidad de volumen de fluido y de tiempo ($\text{mg.L}^{-1}.\text{s}^{-1}$).

Esta ecuación muestra que, en un sistema completamente mezclado, se cumple:

$$\text{Acumulación} = \text{Entradas} - \text{Salidas} \pm \text{Generación} \quad (\text{II.24})$$

El primer término de la ecuación II.23 representa la acumulación de la materia en un elemento diferencial de volumen, es decir, la variación con el tiempo de la cantidad de materia presente. La acumulación viene expresada como la suma de las entradas menos las salidas del elemento diferencial de volumen originadas por el transporte (advección-difusión), más un término genérico de fuentes/sumideros.

El transporte por advección (términos en velocidad del segundo miembro de la ecuación II.23) es el que se produce debido al movimiento de la sustancia conjuntamente con el fluido.

Como se ha mencionado anteriormente, la evaluación del transporte advectivo requiere la determinación del campo de velocidades del agua en el sistema natural. Para ello existen diversas metodologías, desde la simple descripción empírica de las velocidades a partir de datos de campo, hasta el uso de modelos hidrodinámicos más o menos complejos.

En cuanto al transporte por difusión (tercer término de la ecuación II.23), este fenómeno hace referencia a los procesos que sufren las sustancias disueltas y/o particuladas, y que no están directamente relacionados con el desplazamiento de las masas de agua. Generalmente, son tres procesos los que participan en este transporte:

1. La difusión molecular, un proceso extraordinariamente lento que se produce por el desplazamiento aleatorio de las moléculas de solutos entre las moléculas de agua debido al movimiento browniano de las partículas. Se observa así una homogenización de las partículas en

solución de manera que las moléculas se desplazan desde las zonas de mayor concentración a las de menor, por lo que siempre que exista un gradiente de concentración, ocurrirá este fenómeno.

2. La difusión turbulenta de sustancias disueltas y pequeñas partículas, causada por turbulencias a pequeña escala. Se trata de un transporte advectivo a microescala producido por fluctuaciones turbulentas de la velocidad instantánea. La magnitud de este tipo de transporte es varias veces superior a la de la difusión molecular, sucede en las tres direcciones del espacio, y tiene carácter anisótropo.
3. La dispersión, que resulta de la existencia de gradientes de velocidad en la columna de agua.

El efecto de la difusión se representa matemáticamente mediante la Segunda ley de *Fick*:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right) \quad (II.25)$$

Donde D es el coeficiente de difusión. Coordinando los ejes de coordenadas con los ejes principales del coeficiente de difusión, resultan tres componentes no nulas de éste, las correspondientes a D_x , D_y y D_z que aparecen en la ecuación general de balance de masa (ecuación II.23). Los valores de estos coeficientes no son los mismos, incluso aunque el medio sea isotrópico. En general, el coeficiente de difusión será mayor en la dirección principal del flujo y menor en la transversal. La figura II.4 representa los valores de coeficiente de difusión en diversos medios [Bowie *et al.*, 1985].

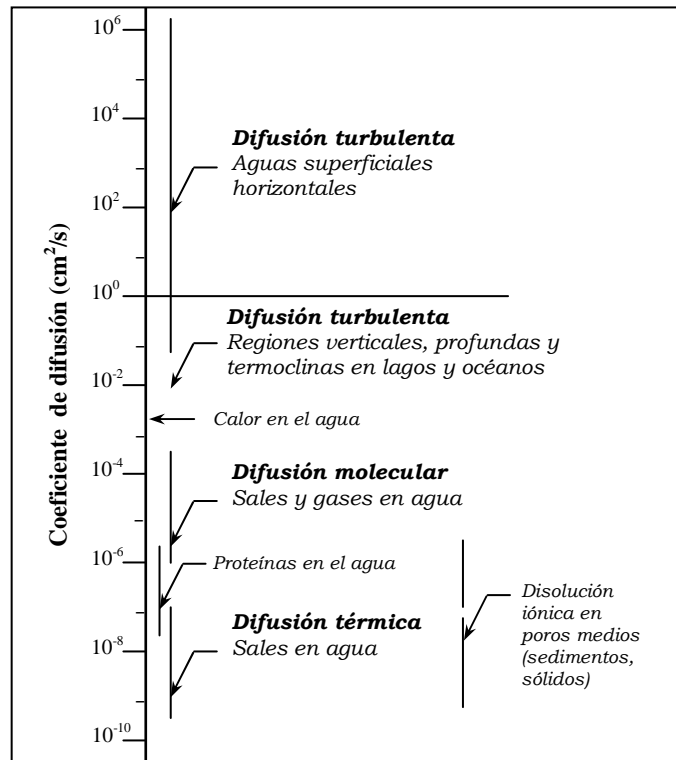


Figura II.4. Coeficientes de difusión en varios medios acuáticos.

Finalmente, el último término de la ecuación II.23 simboliza todas las posibles entradas y/o salidas de la sustancia no asociadas al transporte por advección-difusión.

Este término constituye el elemento fundamental de los modelos de calidad de aguas, dado que en el se reflejan las dinámicas físicas, químicas y biológicas de las distintas sustancias de interés en cada modelo.

Desde un punto de vista físico “ F ” representa las entradas y salidas debidas a vertido directo o a la extracción de una determinada sustancia en el medio acuático.

Cuando esta sustancia está sujeta a procesos bioquímicos que hacen variar su concentración en el agua, la definición de esos procesos da lugar a los diferentes modelos de calidad. Entre ellos los de eutrofización que serán tratados específicamente en el apartado siguiente.

En este término de entrada/salida, hay que incluir además los procesos de transporte en sedimentos ya que éstos acumulados en el seno de ríos, lagos o estuarios reflejan la historia de los distintos procesos de contaminación que haya sufrido ese ecosistema. De hecho, los sedimentos pueden actuar como fuentes o sumideros de sustancias disueltas y/o particuladas. Es allí donde resalta un problema más frecuente, el del sedimento que resulta del transporte y la deposición de la materia orgánica. Dicha materia puede ser de origen tanto externo, tales como los vertidos continuos de aguas residuales con elevada carga de ésta, como interno y se refiere a toda materia obtenida por la muerte de la biota del ecosistema.

En este contexto, existen herramientas matemáticas que permiten tener en cuenta la resuspensión de sustancias desde los sedimentos. Como ejemplo, se puede citar el modelo de transporte SOLTOX elaborado por *Sámano (2011)*, y que se divide en tres módulos principales que son el de sólidos en suspensión, el de sustancias contaminantes (prioritarias y peligrosas) y el de sustancias contaminantes (prioritarias y peligrosas) asociadas a los sólidos en suspensión. Dicho modelo, en su tercer módulo, considera, además de aquellos contaminantes que entran al sistema por vertidos, los que ingresan en la columna de agua debido a procesos difusivos desde el lecho y los provenientes de los sedimentos que se resuspenden debido a

procesos de erosión, a través del término siguiente: $\frac{\left(\frac{q_{ero}}{C_b}\right) f_{P2} C_{T2}}{H}$, en el

que q_{ero} es la tasa de erosión ($q_{ero} = V_r C_b$), V_r es la velocidad de resuspensión o erosión, C_b es la concentración de sólidos en suspensión cercana al fondo, f_{P2} es la fracción particulada en el lecho, C_{T2} es la concentración total del tóxico en el lecho y H es la profundidad.

3.3. Modelos de eutrofización

El estado actual del conocimiento científico recoge numerosos modelos aplicables al análisis de la eutrofización en medios acuáticos naturales. Algunos son ya referencias clásicas para este tipo de estudios, como el bien conocido modelo de *Streeter-Phelps (1925)*. En este capítulo se trata de hacer referencia a aquellas recientes que ponen de manifiesto los avances alcanzados en las últimas décadas en el modelado de este proceso natural en sistemas complejos.

En efecto, a lo largo de estos últimos años, la elaboración de modelos de eutrofización ha visto un importante desarrollo, dada la necesidad primordial de gestionar la regeneración de ecosistemas naturales altamente contaminados.

Todos los modelos numéricos de eutrofización se fundamentan en la resolución de una serie de ecuaciones matemáticas que resuelven los diferentes procesos que intervienen en dicho fenómeno con diferentes grados de aproximación.

El modelado de la eutrofización considera, en general, la intervención de tres submodelos particulares: (1) el modelo de crecimiento del fitoplancton, relacionado o no con el ciclo de nutrientes; (2) el intercambio de nutrientes entre el sedimento y la columna de agua y (3) el de herbivorismo y depredación [*Jørgensen, 2008*].

De hecho, los modelos de calidad de aguas superficiales desarrollados para el estudio del proceso de eutrofización en sistemas naturales, tienen en el fitoplancton el eje central de los procesos fisicoquímicos y biológicos que afectan a la calidad del agua. La figura II.5 muestra un diagrama representativo de las principales interrelaciones que se tienen en cuenta en este tipo de modelos, en el que se aprecia su complejidad.

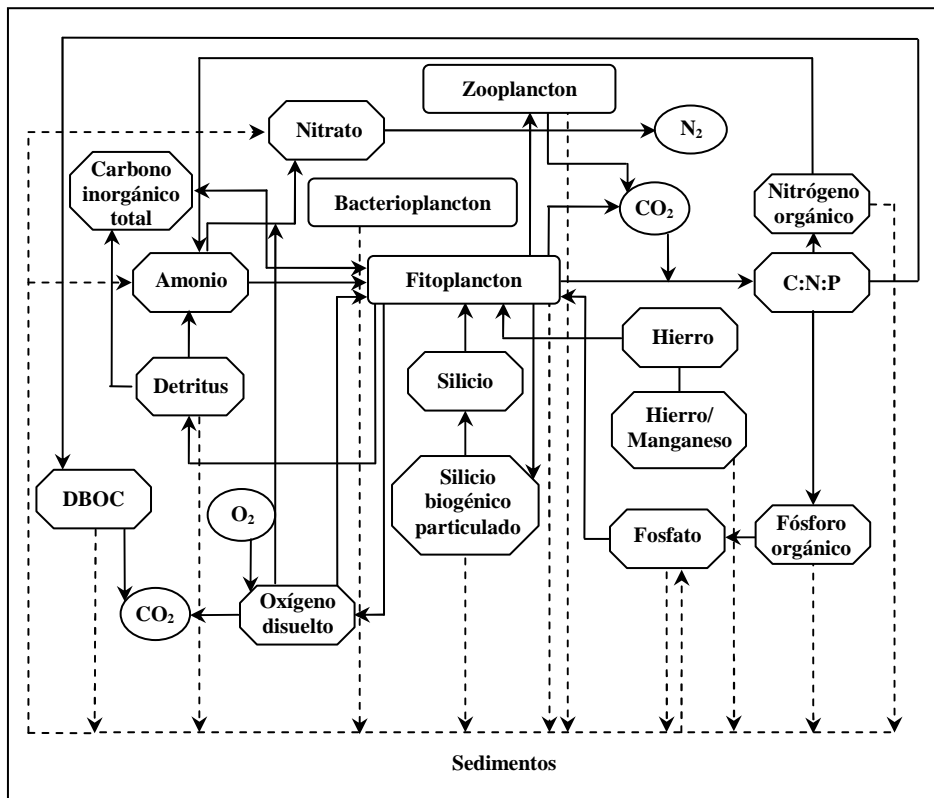


Figura II.5. Diagrama de interrelaciones básicas de un modelo de eutrofización.

Aunque se necesitan entre 16 y 20 elementos (entre otros, carbono, silicio, calcio, potasio, magnesio, aluminio) para el crecimiento de las plantas de agua, la eutrofización antropogénica se debe casi exclusivamente al sobre-enriquecimiento de fósforo y nitrógeno, los cuales resultan del crecimiento de las cargas externas de nutrientes provenientes de una gran variedad de fuentes puntuales y difusas (aguas residuales urbanas e industriales, escorrentías agrícola y urbana, deposiciones atmosféricas, etc.).

El proceso de eutrofización implica diversas interacciones, incluyendo los ciclos del carbono, del fósforo, del nitrógeno, y del silicio; la dinámica del fitoplancton, del zooplancton y del bacterioplancton; la cinética del oxígeno disuelto, del detritus, y del metal activo total (hierro/manganeso). Por todo ello, en un modelo de eutrofización se deben incluir una serie de variables orgánicas, inorgánicas y biológicas, las más significativas de las cuales son las siguientes:

- Fitoplancton, que normalmente se expresa en mg C. L^{-1} ;
- Carbono inorgánico total, en mg C. L^{-1} ;

- Fósforo orgánico (PO) y ortofosfato (PO_4^{3-}), en mg P. L^{-1} ;
- Nitrógeno orgánico (NO), amonio (NH_3), nitrato y nitrito (NO_3+NO_2), en mg N. L^{-1} ;
- Silicio disuelto y silicio biogénico particulado, en mg Si. L^{-1} ;
- Oxígeno disuelto (OD), en mg O_2 . L^{-1} ;
- Demanda bioquímica de oxígeno carbonosa (DBOC), en mg O_2 . L^{-1} ;
- Zooplancton, en mg C. L^{-1} ;
- Bacterioplancton, en mg C. L^{-1} ;
- Detritus, en mg C. L^{-1} ;
- Metal activo total (incluyendo el hierro y el manganeso, en mg Fe o Mn. L^{-1}).

Para su crecimiento, el fitoplancton consume fósforo inorgánico y silicio (en el caso de las diatomeas), amonio y/o nitratos y carbono. También, el fitoplancton consume el oxígeno disuelto para el proceso de respiración mientras que lo genera durante la fotosíntesis.

A partir de la biomasa del fitoplancton, el nitrógeno se convierte en nitrógeno orgánico como resultado de la muerte del fitoplancton, de la respiración endógena así como de la mortalidad y del herbivorismo del zooplancton. Por su parte, el nitrógeno orgánico sufre una serie de procesos, tales como la sedimentación, la hidrólisis, la mineralización y la descomposición bacteriana, dando lugar al amonio ($\text{NH}_3\text{-N}$). Este último en presencia de bacterias nitrificantes y a temperatura y tasa de oxígeno determinadas, se convierte en nitrato ($\text{NO}_3\text{-N}$) mediante la llamada nitrificación, mientras que la desnitrificación ocurre bajo condiciones anaerobias y de consumo de la DBOC. Sin embargo, aunque el amonio, nitrito y nitrato estén disponibles para la absorción por parte del fitoplancton, la forma preferida para el consumo de esta sustancia es la de amonio debido a razones fisiológicas. De hecho, cuando el nutriente limitante es el nitrógeno, se suele considerar la absorción preferencial del amonio con respecto al nitrato para la cinética del crecimiento del

fitoplancton [Thomann y Fitzpatrick, 1982]. Sin embargo, el agotamiento de amonio con el tiempo, hace que el fitoplancton se vea obligado a utilizar el nitrato para su crecimiento, pese dicha preferencia.

Asimismo, existe una interacción de adsorción-desorción entre el fósforo inorgánico disuelto y la materia particulada disuelta en la columna de agua. La sedimentación subsecuente de sólidos suspendidos junto con el fósforo inorgánico adsorbido, puede actuar como una pérdida significativa del mecanismo en la columna de agua y una fuente de fósforo para el sedimento. Mientras que el flujo del nutriente y la muerte del fitoplancton producen nitrógeno y fósforo orgánicos en la columna de agua.

Todos los procesos de transformación anteriores tienen su reflejo, mediante diferentes ecuaciones, en el término fuente/sumidero (F) de la ecuación general de balance de masa (II.23). El conjunto de dichas ecuaciones, que reproducen los procesos y las interrelaciones entre las sustancias (una pincelada de las cuales se ha visto en los párrafos anteriores), constituye el modelo de eutrofización. A continuación se analizan las principales transformaciones físicas, químicas y biológicas de los distintos componentes que suelen participar en dichos modelos, según su grado de aproximación al fenómeno, y la respuesta, en forma de las citadas ecuaciones, que el estado actual del conocimiento da a cada una de ellas. Esta definición constituye el punto de partida en la definición del modelo de eutrofización que recoge esta tesis.

3.3.1. Dinámica del fitoplancton

Tal y como se ha comentado anteriormente, debido a que la mayoría de los problemas de los medios acuáticos se han relacionado con el fitoplancton, muchos de los esfuerzos de modelado han sido focalizados en la eutrofización provocada por el crecimiento incontrolable del mismo [Thomann y Mueller, 1987].

La evolución de la población de fitoplancton desempeña un papel fundamental en la problemática de eutrofización. El término fuente/sumidero de la ecuación general del balance de masa (ecuación II.23) que corresponde al fitoplancton, F_{fito} , representa la diferencia entre la velocidad de crecimiento del fitoplancton y sus velocidades de muerte y sedimentación en el volumen de control considerado.

El término F_{fito} se expresaría entonces de la manera siguiente:

$$F_{fito} = (G_p - D_p - K_{sfito}) C_{fito} \quad (II.26)$$

En donde

C_{fito} : concentración de fitoplancton (mg.L⁻¹);

G_p : factor de crecimiento del fitoplancton (día⁻¹);

D_p : factor de mortalidad y respiración del fitoplancton (día⁻¹);

K_{sfito} : factor de sedimentación del fitoplancton (día⁻¹).

El conjunto de los procesos que componen la ecuación II.26 se describen del siguiente modo:

3.3.1.1. Crecimiento del fitoplancton

El crecimiento de la biomasa del fitoplancton en el medio natural es una función de la radiación solar, la temperatura y la disponibilidad de los nutrientes requeridos por parte del fitoplancton. Lo que se expresa a través de la tasa de crecimiento del fitoplancton G_p :

$$G_p = G_{m\acute{a}x} G_T G_I G_N \quad (II.27)$$

Siendo

$G_{m\acute{a}x}$: tasa máxima de crecimiento del fitoplancton a 20°C (día⁻¹);

G_T : factor de influencia de la temperatura;

G_I : factor de limitación lumínica;

G_N : factor de limitación por nutrientes.

En la figura II.6 se muestra un ejemplo de la relación que puede darse entre las variables mencionadas y el crecimiento de fitoplancton.

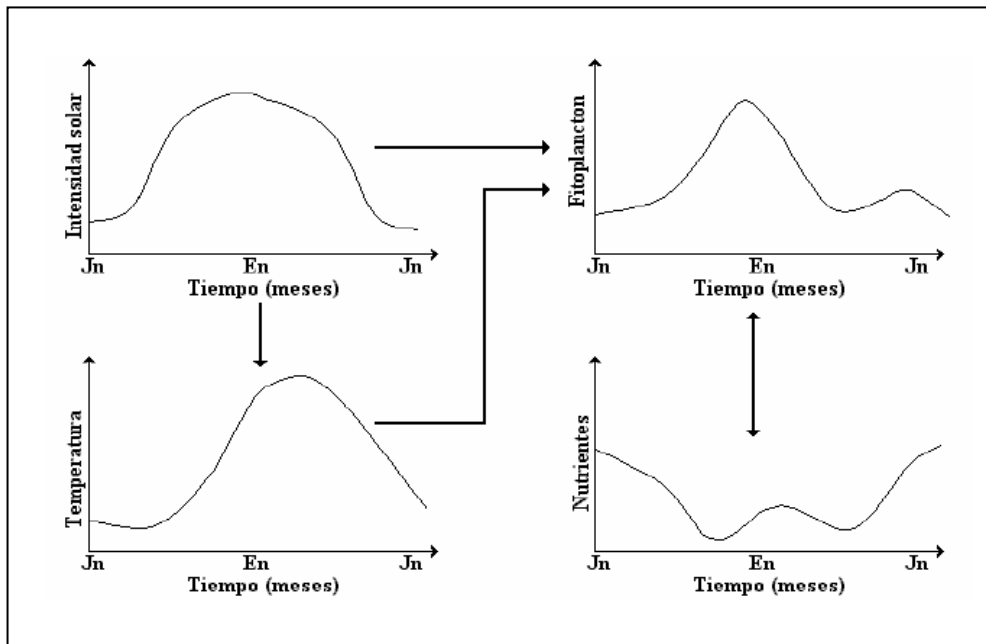


Figura II.6. Procesos básicos en la interacción fitoplancton-luz-temperatura-nutrientes para cuerpos de agua de clima templado [Rivera, 2002].

La hipótesis de que esos efectos son multiplicativos ha sido demostrada por datos recogidos en experiencias de laboratorio como las de *Di Toro et al.* (1971).

a. Factor de temperatura

La temperatura es uno de los factores ambientales más importantes que influyen en la proliferación y supervivencia de los microorganismos a medida que aumentan las reacciones enzimáticas y las tasas de reproducción. Asimismo, cada organismo se caracteriza por una temperatura máxima por encima de la cual no es posible el crecimiento de mismo, una mínima por debajo de la cual no tiene lugar la proliferación y un rango en el cual se produce dicho crecimiento de forma óptima.

La variación de la temperatura del agua de una laguna depende de la oscilación del fotoperiodo solar (variación día/noche) y de la estacionalidad anual. Generalmente, al aumentar la temperatura disminuye la limitación

del crecimiento por esta variable. De hecho si los nutrientes están disponibles en cantidades óptimas, se provocará un mayor crecimiento del fitoplancton al aumentar la temperatura.

El término G_T de la ecuación anterior representa el efecto de la variación de la temperatura sobre el crecimiento algal bajo condiciones óptimas de luz y disponibilidad de nutrientes. El valor de la tasa máxima de crecimiento depende de la especie de fitoplancton considerada, así como de la temperatura de referencia (20°C), la temperatura óptima o cualquier otra.

Aunque son totalmente variadas, se suelen emplear algunas funciones de temperatura que pueden clasificarse en tres categorías principales: (1) la relación lineal entre la velocidad de crecimiento y la temperatura; (2) la curva exponencial de la velocidad de crecimiento con la temperatura y (3) la curva de respuesta óptima, mediante la cual el crecimiento aumenta hasta un nivel determinado a partir del cual empieza a disminuir.

Como forma más simple de relación lineal, el factor de influencia de temperatura se puede expresar de la manera siguiente:

$$G_T = \frac{T - T_{\min}}{T_{\text{ref}} - T_{\min}} = \left(\frac{1}{T_{\text{ref}} - T_{\min}} \right) T - \frac{T_{\min}}{T_{\text{ref}} - T_{\min}} = aT + b \quad (\text{II.28})$$

Donde

T_{\min} : temperatura para la cual la velocidad de crecimiento es nula;

T_{ref} : temperatura de referencia a la cual corresponde el valor de G_{max} ;

T : temperatura;

a, b : parámetros.

Cuando $T_{\min} = 0$, la ecuación II.28 se presentará entonces en forma de:

$$G_T = \frac{T}{T_{\text{ref}}} \quad (\text{II.29})$$

También se puede utilizar un conjunto de funciones lineales, con pendientes diversas, para distintos tramos de temperaturas. En ocasiones se puede considerar que la velocidad de crecimiento aumenta linealmente con la temperatura hasta alcanzar un máximo que se mantiene aunque aumente la temperatura.

Asimismo, se emplea la función de ajuste exponencial que está basada en la ecuación de *Arrhenius-Van't Hoff* [Martín Moneris, 1998] siguiente:

$$Q_{10} = \left(\frac{K_2}{K_1} \right)^{\left(\frac{10}{T_2 - T_1} \right)} \quad (II.30)$$

Siendo

K_1 : velocidad de reacción a la temperatura T_1 ;

K_2 : velocidad de reacción a la temperatura T_2 ;

Q_{10} : relación que existe entre las velocidades de reacción a incrementos de la temperatura de 10°C.

En donde

$$K_2 = K_1 Q_{10}^{\left(\frac{T_2 - T_1}{10} \right)} \quad (II.31)$$

y de manera general:

$$K(T) = K(T_{ref}) Q_{10}^{\left(\frac{T - T_{ref}}{10} \right)} = K(T_{ref}) f(T) \quad (II.32)$$

o bien

$$K(T) = K(T_{ref}) Q_{10}^{\left(\frac{1}{10} \right)^{(T - T_{ref})}} = K(T_{ref}) \theta^{(T - T_{ref})} \quad (II.33)$$

Siendo $f(T)$ el factor de influencia de temperatura y θ el coeficiente de ajuste de la temperatura cuyo valor suele oscilar entre 1,01 y 1,2. La temperatura de referencia se fija frecuentemente a 20°C. Por lo que se obtiene la expresión más común del valor de G_T [Barnwell et al., 1985]:

$$G_T = \theta^{(T - 20)} \quad (II.34)$$

b. Factor de atenuación lumínica

La intensidad lumínica o radiación solar desempeña un papel importante en la calidad del agua, dados los efectos bactericidas de esta radiación, el efecto sobre las tasas de fotosíntesis del fitoplancton, la claridad, el color y otros aspectos estéticos. Este parámetro depende de diferentes variables como la latitud del lugar, la época del año, la hora del día así como de algunos factores climatológicos (nubosidad, presencia de partículas atmosféricas en suspensión, etc.).

La radiación solar se atenúa con el aumento de la turbidez del agua, razón por la cual los vertidos de sustancias, o de manera general, el conjunto de las actividades que aumentan la concentración de los sólidos suspendidos en el medio acuático, provocan una disminución significativa de la intensidad lumínica que atraviesa la columna de agua. Como consecuencia, aunque los factores de temperatura y de nutrientes sean óptimos, se producirá una disminución del crecimiento de las algas que puedan alcanzar las zonas más profundas del lago. La productividad fitoplanctónica queda entonces restringida a una zona determinada, llamada zona eufórica, a la que llega hasta el 1% de la radiación incidente en superficie.

De hecho, son numerosos los trabajos enfocados al análisis de la relación entre la luz y la producción primaria, a través de variables tales como la intensidad de la luz solar y la longitud de onda [Jassby y Platt, 1976; Megard, 1972]. Una primera aproximación al efecto de la intensidad solar en el crecimiento viene dada por la ecuación de Monod [Chapra, 1997], que sin embargo, no tiene en cuenta la inhibición del crecimiento de fitoplancton a valores de intensidad lumínica superiores al óptimo. La ecuación de Steele (1962) considera este efecto y representa la fotosíntesis como una función de la intensidad de luz en cualquier punto del espacio, de la forma siguiente:

$$G_I = \frac{I}{I_s} e^{-\frac{I}{I_s} + 1} \quad (II.35)$$

Donde

I : radiación solar expresada en *langleys*/día ($\text{ly}\cdot\text{día}^{-1}$);

I_s : intensidad de saturación de la luz ($\text{ly}\cdot\text{día}^{-1}$).

Por otra parte, dado que las condiciones de luminosidad y extinción de la luz varían según la hora del día y la profundidad, algunos autores proponen el uso de valores promediados en profundidad y sobre un intervalo de tiempo fijo, normalmente un día [Pérez, 1999]. En estos casos, se asume que la intensidad media I_a se expresa de la forma siguiente:

$$I_0 = I_a = \frac{I_T}{f} \quad (\text{II.36})$$

En donde

I_0 : intensidad lumínica en la superficie del agua ($\text{ly}\cdot\text{día}^{-1}$);

I_T : cantidad total de radiación diaria ($\text{ly}\cdot\text{día}^{-1}$);

f : período de luminosidad diaria.

La intensidad lumínica en superficie I_0 depende de varios factores, tales como la localización geográfica, la época del año, la hora del día, las condiciones meteorológicas y las posibles sombras producidas por vegetación o accidentes topográficos. Uno de los factores más importantes a tener en cuenta es el de la nubosidad, por lo que las modificaciones de la intensidad luminosa incidente debido a este factor puede ser expresado del siguiente modo [Kremer y Nixon, 1978]:

$$I_0 = I_{0m} (1 - 0.071 N_b) \quad (\text{II.37})$$

Donde N_b es la nubosidad, tiene un valor entre 0 y 10 y representa la mayor o menor fracción del cielo cubierto por las nubes.

En cuanto a la atenuación de la luz con la profundidad, esta viene dada por la conocida expresión de *Lambert-Beer*, mediante la cual se puede determinar la intensidad luminosa a una profundidad de la columna de agua determinada [Tingfing et al., 2009]:

$$I(z) = I_0 e^{-k_e z} \quad (\text{II.38})$$

Siendo

$I(z)$: intensidad lumínica a una profundidad z por debajo de la superficie (ly.día⁻¹);

k_e : coeficiente de extinción lumínica (m⁻¹);

z : profundidad (m).

El coeficiente de extinción, k_e , depende de la presencia de fitoplancton y de material particulado. *Thomann y Mueller (1987)* relacionan dicho coeficiente con la profundidad del disco *Secchi*, z_s , (m), según la expresión siguiente:

$$k_e = \frac{(1.7 \text{ a } 1.9)}{z_s} \quad (\text{II.39})$$

Wool et al. (2001) propusieron un valor de $K_e = 0,1 - 5$ (m⁻¹) para definir los términos de crecimiento neto de fitoplancton.

Si se reemplaza la ecuación II.38 en la ecuación II.35 y se integra respecto al tiempo y la profundidad, se obtiene:

$$G_I = \frac{1}{H} \int_{H_1}^{H_2} \frac{1}{T_p} \int_0^{I_a e^{-k_e z} \frac{I_a e^{-k_e z}}{I_s} + 1} f T_p \frac{I_a e^{-k_e z}}{I_s} e^{\frac{I_a e^{-k_e z}}{I_s} + 1} dt dz \quad (\text{II.40})$$

Asumiendo que la radiación en la superficie es igual a la radiación media, es decir, $I_0 = I_a$, la ecuación anterior será entonces:

$$G_I = \frac{2.718f}{k_e H} (e^{-\alpha_1} - e^{-\alpha_0}) \quad (\text{II.41})$$

en la que

$$\alpha_1 = \frac{I_0}{I_s} e^{-k_e H} \quad (\text{II.42})$$

y

$$\alpha_0 = \frac{I_0}{I_s} \quad (\text{II.43})$$

Por otra parte, diversos autores han puesto de manifiesto la importancia de la variación de la intensidad de saturación entre dichas especies de fitoplancton en la limitación lumínica del crecimiento del mismo [Ryther, 1956; Bissett *et al.*, 1999a; Thomann y Mueller, 1987; Huisman *et al.*, 1999], ya que los distintos grupos de algas poseen, además de clorofila, diferentes tipos de pigmentos relacionados con la captura de la energía luminosa y que, según su naturaleza, absorberán mejor o peor las radiaciones de diferentes longitudes de onda.

Bissett *et al.* (1999a) describieron el factor de limitación lumínica a través de una función hiperbólica de la tangente de crecimiento frente a la intensidad lumínica, teniendo en cuenta la variabilidad de las características correspondientes a los grupos funcionales que constituyen el fitoplancton, del modo siguiente [Jassby y Platt, 1976]:

$$G_I = \tanh \left[\frac{\alpha_i (I(z) - I(\text{comp}_i))}{G_{i_mt}} \right] G_{i_mt} \quad (\text{II.44})$$

En donde

$I(z)$: intensidad lumínica a una profundidad z por debajo de la superficie (μmol de cuanto $\text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$);

$I(\text{comp}_i)$: flujo de luz de compensación en el cual el crecimiento neto es igual a cero para el grupo funcional individual (μmol de cuanto (quantum) $\text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$);

α_i : eficiencia fotosintética ($(\mu\text{mol}$ de cuanto $\text{m}^{-2})^{-1}$);

G_{i_mt} : tasa máxima de crecimiento del grupo funcional individual por día.

La tasa máxima de crecimiento del grupo funcional individual por día, G_{i_mt} , se obtiene a partir de una función que describe los efectos de la

temperatura sobre el balance de crecimiento del carbono específico [Eppley, 1972]:

$$G_{i_m} = G_{i_m} \exp^{0.0833 (T-27)} \quad (II.45)$$

Donde G_{i_m} es la tasa máxima normalizada de crecimiento del grupo funcional individual durante 24 horas de periodo a 27°C.

La eficiencia de la fotosíntesis α_i varía en función de las condiciones de luz ambiental y del estado intracelular en nutrientes [Laws y Bannister, 1980; Geider, 1987; Sakshaug y Andresen, 1989], y se puede describir de la manera siguiente [Kirk, 1994]:

$$\alpha_i = \phi_{\max_i} a_{ph_p_i}^* \quad (II.46)$$

Siendo ϕ_{\max_i} la tasa máxima de fotosíntesis [$\mu\text{mol C } (\mu\text{mol cuanto})^{-1}$], que se puede convertir a un valor volumétrico [$\text{m}^3 (\mu\text{mol cuanto})^{-1}$] mediante la división por la masa de carbono del grupo funcional “ i ”, por metro cúbico ($\mu\text{mol C}_i \cdot \text{m}^{-3}$):

$$\alpha_i = \phi_{m_i} \frac{\text{m}^3}{\mu\text{mol C}_i} a_{ph_p_i}^* \quad (II.47)$$

Donde $a_{ph_p_i}^*$ es el coeficiente de absorción espectral específica de los pigmentos fotosintéticos activos para cada grupo del fitoplancton (m^{-1}) [Bissett et al., 1999a]:

$$a_{ph_p_i}^*(z) = \frac{\int_{400}^{700} a_{ph_p_i}^*(\lambda, z) I(\lambda, z) d\lambda}{\int_{400}^{700} I(\lambda, z) d\lambda} \quad (II.48)$$

En donde $I(\lambda, z)$ es la intensidad lumínica a una longitud de onda λ y una profundidad z ; y $a_{ph_p_i}^*(\lambda, z)$ refleja la absorción espectral calculada para el grupo funcional i en una longitud de onda λ y una profundidad z , $a_{ph_p_i}^*$ se

define como integral y se calcula como una suma a 5 nm de resolución).

$a_{ph_p_i}^*(\lambda, z)$ se define por:

$$a_{ph_p_i}^*(\lambda, z) = \text{sumatorio de efectos } \Sigma(\text{pigmentos } (mg\ m^{-3}) a_{pig}^* (m^2\ mg^{-1})) \quad (II.49)$$

En la que el *sumatorio de efectos* es la reducción de la absorción específica del pigmento a causa del auto-sombreado (self-shading) [Kirk, 1994]; *pigmentos* se refiere a la concentración de cada pigmento fotosintético activo dentro del grupo funcional *i* en esa profundidad; y a_{pig}^* es la absorción específica del pigmento particular en esa longitud de onda.

Bissett *et al.* (1999a) en su estudio analizaron cuatro grupos de pigmentos de fitoplancton incluyendo clorofila-a, clorofila-b, clorofila-c, *carotenoides* fotosintéticos (PSC), *carotenoides* fotoprotectores (PPC), así como *phycoerythrin* (PE) del grupo de *Synechococcus* WH7803 y WH8103, conteniendo *phycoerythrobilin* (PEB) y *phycourobilin* (PUB) *chromophores*, respectivamente. Estos grupos de pigmentos han sido estudiados según la clasificación siguiente: dos grupos de *Prochlorococcus* (tamaño ~ 0,6 μm) FG1 (chl-a, chl-b (ratio chl-a/chl-b bajo), PPC) y FG2 (chl-a, chl-b (ratio chl-a/chl-b alto), PPC); un grupo de *Synechococcus* (tamaño ~ 1 μm) FG3 (chl-a, PE (ratio PUB/PEB alto *cum* WH8013), PPC); y finalmente un grupo de *Chromophycota* (tamaño ~ 2,5 μm) FG4 (chl-a, chl-c, PSC, PPC).

La tabla II.4 representa los valores de parámetros correspondientes a cada grupo de pigmentos de fitoplancton estudiados por Bissett *et al.* (1999a):

Tabla II.4. Valores bibliográficos de parámetros de los grupos de fitoplancton.

Parámetro	FG1	FG2	FG3	FG4
G_{i-m}	1,28	1,45	2,00	3,70
$I(\text{comp}_i)$	1,0	6,0	6,0	10,0
Sumatorio de efectos (%)	100	100	100	50
ϕ_{m_i}	0,0833	0,0833	0,0833	0,0833

c. Factor de nutrientes

La mayoría de los esfuerzos destinados a entender la dinámica de las poblaciones fitoplanctónicas se ha enfocado al análisis del papel que desempeñan los nutrientes en el proceso de eutrofización. Los principales nutrientes responsables de la eutrofización son el carbono (C), el fósforo (P) y el nitrógeno (N) y de hecho el crecimiento biológico acuático requiere la presencia de estos tres elementos. Sin olvidar, por supuesto, el silicio (Si) en el caso de una relevante presencia de diatomeas. Sin embargo, al considerar las fuentes naturales y antrópicas de los elementos nutritivos en aguas corrientes, se observa que ni el carbono ni el silicio se consideran como nutrientes limitantes.

El factor de nutrientes evalúa el impacto de la variación de la concentración de éstos sobre la tasa de crecimiento del fitoplancton. En efecto, bajo condiciones óptimas de luz y temperatura, el fitoplancton requiere al menos una concentración básica de nutrientes para empezar a estimular el crecimiento de su población. La relación entre la tasa de crecimiento y la concentración del nutriente puede derivarse a partir de la cinética de primer orden:

$$G_N = \frac{n}{k_{mn} + n} \quad (II.50)$$

En donde

n : concentración de nutriente necesaria para el crecimiento (mg.L^{-1});

k_{mn} : constante de media saturación (mg.L^{-1}).

Generalmente, los principales nutrientes son el carbono, el nitrógeno, el fósforo y el silicio. Mientras que el hierro, manganeso, azufre, etc. se suelen considerar como micronutrientes.

El término de crecimiento del fitoplancton viene definido por las concentraciones de los nutrientes en la columna de agua, como la concentración de nitrógeno inorgánico disuelto formado por amonio más nitritos y nitratos (NID) y la concentración de fósforo inorgánico disuelto

(PID). No obstante, es muy raro que el carbono inorgánico (CO_2) sea el nutriente limitante ya que es un gas bastante soluble en agua y la difusión desde la atmosfera suele ser suficiente para cubrir las necesidades del fitoplancton. En cambio, cuando se consideran las diatomeas como grupo independiente, es necesario incluir además la concentración de silicio inorgánico disuelto (SID). Por otra parte, se asume que la composición en nutrientes de las células permanece constante, es decir, no se produce acumulación de nutrientes en las mismas.

Así pues, los términos de limitación G_N para cada uno de los nutrientes considerados se expresan de la siguiente manera:

$$G_{NID} = \frac{NID}{k_{mN} + NID} \quad (II.51)$$

$$G_{PID} = \frac{PID}{k_{mP} + PID} \quad (II.52)$$

$$G_{SID} = \frac{SID}{k_{mSi} + SID} \quad (II.53)$$

$$G_{CO} = \frac{CO_2}{k_{mC} + CO_2} \quad (II.54)$$

Siendo

NID : concentración de nitrógeno inorgánico disuelto (mg N. L^{-1});

PID : concentración de fósforo inorgánico disuelto (mg P. L^{-1});

SID : concentración de silicio inorgánico disuelto (mg Si. L^{-1});

CO_2 : concentración de dióxido de carbono (mg C. L^{-1});

k_{mN} : constante de semisaturación para el nitrógeno (mg N. L^{-1});

k_{mP} : constante de semisaturación para el fósforo (mg P. L^{-1});

k_{mSi} : constante de semisaturación para el silicio (mg Si. L^{-1});

k_{mC} : constante de semisaturación para el carbono (mg C. L^{-1}).

La constante de semisaturación se define como el valor de concentración de nutriente en la cual la velocidad de crecimiento es igual a la mitad del valor máximo. Las ecuaciones anteriores (II.51-II.54) se pueden representar gráficamente dando lugar a curvas hiperbólicas en las que la velocidad de crecimiento resulta ser lineal para concentraciones muy bajas de nutrientes, mientras que para elevadas concentraciones va aumentando progresivamente hasta alcanzar un máximo (crecimiento de saturación). Es a partir de ese punto donde el aumento de la concentración del nutriente ya no tiene efectos sobre la velocidad de crecimiento.

La expresión de la limitación de los nutrientes G_N se puede llevar a cabo mediante diversas formulaciones [Barnwell et al, 1985]:

⇒ Formulación multiplicativa:

$$G_N = G_{NID} G_{PID} G_{SID} G_{CO} \quad (II.55)$$

En esta formulación, se refleja de manera muy importante el efecto conjunto de la escasez de varios nutrientes que a su vez dependerá del número de nutrientes considerados.

⇒ Formulación de mínimos:

$$G_N = \min(G_{NID}, G_{PID}, G_{SID}, G_{CO}) \quad (II.56)$$

Esta aproximación considera como factor limitante más severo el que limita por si solo el crecimiento.

⇒ Formulación de media armónica:

$$G_N = \frac{n}{\frac{1}{G_{NID}} + \frac{1}{G_{PID}} + \frac{1}{G_{SID}} + \frac{1}{G_{CO}}} \quad (II.57)$$

Siendo n el número de factores limitantes (en este caso $n = 4$).

La formulación de media armónica se basa en la analogía eléctrica de una serie de resistencias, por lo que contiene un cierto grado de interacción entre los nutrientes limitantes. Sin embargo, dicha formulación no se considera tan severa como en caso de la multiplicativa, y aporta resultados similares a la de mínimos en muchos casos.

⇒ Formulación de media aritmética:

$$G_N = \frac{G_{NID} + G_{PID} + G_{SID} + G_{CO}}{n} \quad (II.58)$$

Igual que la anterior, considera el efecto combinado de diversos factores limitantes. Esta aproximación no es tan correcta ya que no restringe lo suficientemente el crecimiento, en algunos casos. A modo de ejemplo, cuando el fósforo biodisponible es nulo pero el resto de los nutrientes existen, el valor de G_N resulta ser mayor de cero.

En la tabla II.5 se representan algunos valores típicos de las constantes de semisaturación dadas por *Martín Monerris y Marzal Doménech (sin año)*.

Tabla II.5. Valores típicos de constante de semisaturación.

Tipo de alga	Constantes de semisaturación k_{mx} (mg.L ⁻¹)			
	Carbono	Nitrógeno	Fósforo	Silicio
Fitoplancton total	-	0,025	0,0005 - 0,03	-
Diatomeas	0,03	0,015 - 0,03	0,02	0,03
Algas verdes	0,03	0,015 - 0,035	0,004	-
Cianofíceas	0,03	0	0,01 - 0,02	-
Dinoflagelados	-	0,005	-	-
Flagelados	0,03	0,08	0,012	-
Crisofíceas	0,03	0,015	0,02	-
Algas Bénticas	0,03 - 0,1	0,05 - 0,1	0,004 - 0,008	-

A diferencia de otros medios acuáticos tales como ríos o estuarios, el crecimiento de fitoplancton en las lagunas litorales puede ser limitado por

fósforo, nitrógeno o silicio, dependiendo, esencialmente, de la naturaleza de las algas si como de las condiciones fisicoquímicas que caracterizan el medio.

3.3.1.2. Mortalidad del fitoplancton

El término D_p de la ecuación II.26 representa la desaparición de fitoplancton por procesos de respiración y excreción, muerte por parasitismo, consumo por parte del zooplancton, etc. La expresión general para este término es:

$$D_p = D_{pr} + D_{pz} + D_b \quad (II.59)$$

Donde

D_{pr} : tasa de mortalidad del fitoplancton por respiración endógena (día⁻¹);

D_{pz} : tasa de mortalidad de fitoplancton por herbivorismo (día⁻¹);

D_b : tasa de mortalidad debida al parasitismo (infección de las células de fitoplancton por otros microorganismos, materiales tóxicos, tales como cloro residual, etc.) (día⁻¹).

La respiración endógena simboliza el conjunto de los procesos a través de los cuales el fitoplancton consume su propia masa celular [Hernández et al., 1997]. La tasa de respiración endógena se suele relacionarse con la temperatura a través de la siguiente expresión:

$$D_{pr} = K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} \quad (II.60)$$

Siendo

K_{pr} : tasa de respiración endógena del fitoplancton (día⁻¹);

θ_{pr} : coeficiente de temperatura para la respiración endógena del fitoplancton.

El herbivorismo o consumo del fitoplancton por parte del zooplancton puede representarse de distintas formas, en función de si las poblaciones de zooplancton son consideradas expresamente. En el caso afirmativo, se

puede lograr una buena representación de la dinámica presa-depredador en el sistema natural, de tal manera que el fitoplancton va a ser consumido a una determinada velocidad dependiendo de la concentración de zooplancton que, por su parte, depende de la concentración de fitoplancton [Martín Moneris, 1998].

No obstante, la variación de la concentración de zooplancton puede estimarse a través de un término cinético, muy similar al del fitoplancton, en función también de la temperatura y los nutrientes, aunque no de la luz. Dada la cantidad de la información que se necesitaría para calibrar un modelo de eutrofización, la incorporación del zooplancton a los modelos de calidad de aguas, en otros términos, está muy limitada en la bibliografía actual. Lo habitual es considerar que la pérdida de fitoplancton por depredación es un término constante, o dependiendo de la población de fitoplancton, o de una población de zooplancton definida a priori.

Así se puede representar la pérdida de masa de fitoplancton por herbivorismo mediante la siguiente expresión:

$$D_{pz} = C_g \theta_z^{(T-20)} Z \quad (II.61)$$

En donde

C_g : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton ($L \cdot mg^{-1} C \cdot día^{-1}$);

θ_z : coeficiente de temperatura para el zooplancton;

Z : concentración de zooplancton en la columna de agua ($mg \cdot L^{-1}$).

Por último, el parasitismo simboliza la muerte de las células de fitoplancton debido, entre otros, a una infección por otros microorganismos o compuestos tóxicos, a situaciones de estrés producidas por deficiencia de nutrientes o bien a condiciones ambientales severas. Por eso, este término suele reflejar todas aquellas pérdidas de biomasa que no aparecen en los otros dos procesos. El parasitismo se puede expresar a través una ecuación similar a la de la respiración o mediante un valor constante [Martín Moneris y Marzal Doménech, sin año].

3.3.1.3. Sedimentación del fitoplancton

El fitoplancton se sedimenta en función de varios factores tales como los gradientes de densidad, las turbulencias verticales, el estado fisiológico del fitoplancton, etc. La sedimentación es un proceso de elevada importancia en los ecosistemas ya que a través de él se llega a eliminar el fitoplancton vivo de la columna de agua. No obstante, es un proceso que resulta ser despreciable en los lagos de poca profundidad, donde se asume que la mezcla es completa debido a las turbulencias provocadas por agentes externos.

La estimación de la velocidad de sedimentación del fitoplancton se obtiene a partir de una modificación ligera de la ley de *Stokes*, puesto que las células para las cuales fue desarrollada dicha ley no son partículas esféricas:

$$V_{sfito} = \frac{2}{9} \frac{gR^2(\rho_p - \rho_w)}{\nu F_s} \quad (II.62)$$

Donde

V_{sfito} : velocidad de sedimentación del fitoplancton (m.día⁻¹);

g : aceleración de la gravedad (m.día⁻²);

R : radio equivalente (basado en una esfera de volumen equivalente, m);

ρ_p : densidad de la célula (g.m⁻³);

ρ_w : densidad del agua (g.m⁻³);

ν : viscosidad cinemática (m².día⁻¹);

F_s : factor de forma.

El factor de forma es superior a 1 y representa todos los factores que reducen la velocidad de sedimentación por debajo de la correspondiente a una partícula esférica. Normalmente, esta expresión es poco empleada dado que el hecho de reunir todo el fitoplancton en un único conjunto o en varios grupos funcionales impide definir convenientemente el radio equivalente, el factor de forma o la densidad de la célula. La ley de *Stokes* tampoco refleja las turbulencias o la velocidad del agua que mantiene las

algas en estado suspendido o ayuda a resuspender parte de aquellas depositadas [Martín Moneris, 1998].

La velocidad V_{sfito} suele ser utilizada como parámetro de calibración y se especifica como un coeficiente más del modelo. En cuanto al valor de k_{sfito} se obtiene a través de la relación entre V_{sfito} y la profundidad de la capa de agua:

$$k_{sfito} = \frac{V_{sfito}}{H} \quad (II.63)$$

Siendo

k_{sfito} : constante de velocidad de pérdida efectiva de algas (día⁻¹);

V_{sfito} : velocidad neta de deposición de fitoplancton (m.día⁻¹);

H : profundidad de la columna de agua (m).

En la tabla II.6, se muestran unos valores de coeficiente V_{sfito} para los tipos de algas más frecuentes [Martín Moneris y Marzal Doménech, sin año].

Tabla II.6. Valores de la velocidad de sedimentación, V_{sfito} , para diferentes tipos de algas.

Tipo de alga	Velocidad de sedimentación (m.día ⁻¹)
Fitoplancton total	0,05 - 0,5
Diatomeas	0,05 - 0,4
Algas verdes	0,05 - 0,19
Cianofíceas	0,05 - 0,15
Dinoflagelados	8,0
Flagelados	0,5
Crisofíceas	0,5
Cocolitofóridos	0,25 - 13,6

Asimismo, algunos autores consideraron también el efecto de renovación provocado por algunas fuerzas como la marea metrológica, la marea astronómica, el oleaje, el viento o el caudal fluvial [Lee et al., 1991]. Todos estos aspectos se reflejan en la tasa general de pérdida debido al efecto de renovación, K_f , y que se calcula a través de procedimientos numéricos como el que ha sido establecido por Choi et al. (1989) en el caso de renovación por la marea.

Teniendo en cuenta las expresiones que han sido desarrolladas en este apartado, la ecuación II.26 se representará entonces de la siguiente forma:

$$F_{fito} = \frac{\partial C_{fito}}{\partial t} = \left(G_p - K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} - C_g \theta_z^{(T-20)} Z - D_b - \frac{V_{fito}}{H} - K_f \right) C_{fito} \quad (II.64)$$

Por otra parte, autores como *Kichi et al. (2007)* simularon la biomasa del fitoplancton considerando dos categorías: el fitoplancton pequeño y el fitoplancton grande. En la cinética del fitoplancton pequeño se tienen en cuenta los siguientes procesos: crecimiento, respiración, mortalidad, excreción, y herbivorismo por el zooplancton pequeño y por el zooplancton grande (dos últimos términos de la ecuación II.67, sucesivamente). Mientras que para el fitoplancton grande, se implican los procesos de crecimiento, respiración, mortalidad, excreción, y herbivorismo por el zooplancton grande y por el zooplancton depredador (dos últimos términos de la ecuación II.68, sucesivamente).

Las tasas de excreción del fitoplancton pequeño, e_{PS} , y del fitoplancton grande, e_{PL} , se expresan del modo siguiente [*Nguyen et al., 2010*]:

$$e_{PS} = a_{C/CHL-aS} G_{PS} C_{PS} \quad (II.65)$$

$$e_{PL} = a_{C/CHL-aL} G_{PL} C_{PL} \quad (II.66)$$

Siendo

$a_{C/CHL-aS}$: ratio carbono clorofila-a del fitoplancton pequeño ;

$a_{C/CHL-aL}$: ratio carbono clorofila-a del fitoplancton grande;

G_{PS} : tasa de crecimiento del fitoplancton pequeño;

G_{PL} : tasa de crecimiento del fitoplancton grande;

C_{PS} : concentración del fitoplancton pequeño;

C_{PL} : concentración del fitoplancton grande.

Los términos fuente sumidero para el fitoplancton pequeño, F_{PS} , y para el fitoplancton grande, F_{PL} , se expresarían entonces de la forma siguiente:

$$F_{PS} = \frac{\partial C_{PS}}{\partial t} = G_{PS} C_{PS} - K_{PSr} C_{PS} \theta_{pSr}^{(T-20)} - D_{PS} C_{PS} - a_{C/CHL-aS} G_{PS} C_{PS} - C_{gS} \theta_{zS}^{(T-20)} Z_S C_{PS} - C_{gL} \theta_{zL}^{(T-20)} Z_L C_{PS} \quad (II.67)$$

$$F_{PL} = \frac{\partial C_{PL}}{\partial t} = G_{PL} C_{PL} - K_{PLr} C_{PL} \theta_{pLr}^{(T-20)} - D_{PL} C_{PL} - a_{C/CHL-aL} G_{PL} C_{PL} - C_{gL} \theta_{zL}^{(T-20)} Z_L C_{PL} - C_{gP} \theta_{zP}^{(T-20)} Z_P C_{PL} \quad (II.68)$$

En donde

K_{PSr} : tasa de respiración endógena del fitoplancton pequeño;

K_{PLr} : tasa de respiración endógena del fitoplancton grande;

θ_{pSr} : coeficiente de temperatura para la respiración endógena del fitoplancton pequeño;

θ_{pLr} : coeficiente de temperatura para la respiración endógena del fitoplancton grande;

D_{PS} : tasa de mortalidad del fitoplancton pequeño;

D_{PL} : tasa de mortalidad del fitoplancton grande;

C_{gS} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton pequeño;

C_{gL} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton grande;

C_{gP} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton depredador;

θ_{zS} : coeficiente de temperatura para el zooplancton pequeño;

θ_{zL} : coeficiente de temperatura para el zooplancton grande;

θ_{zP} : coeficiente de temperatura para el zooplancton depredador;

Z_S : concentración del zooplancton pequeño;

Z_L : concentración del zooplancton grande;

Z_P : concentración del zooplancton depredador.

Cabe señalar que, generalmente, el análisis de la concentración de fitoplancton en un medio se suele llevar a cabo a través del análisis de la concentración de clorofila-a en el mismo. La relación entre ambas concentraciones se expresa mediante la fórmula siguiente [Thomann y Mueller, 1987]:

$$C_{CHL-a} = \left(\frac{1000}{a_{C/CHL-a}} \right) C_{fito} \quad (II.69)$$

Siendo

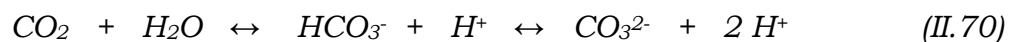
C_{fito} : concentración de fitoplancton (mg.L⁻¹);

$a_{C/CHL-a}$: ratio carbono/clorofila-a (mg C. mg⁻¹ CHL-a).

3.3.2. Cinética del carbono

El ciclo del carbono forma la columna vertebral sobre la que los otros ciclos elementales se basan. Aunque todavía es común para la mayoría de los estudios utilizar la clorofila-a como unidad de las especies de fitoplancton, el carbono sigue siendo la unidad básica. El carbono es el constituyente básico de todos los compuestos orgánicos y está implicado en la fijación de la energía solar por fotosíntesis. Esta última toma el CO₂ de la atmósfera o del que se halla disuelto en el agua y lo incorpora a los componentes vivos del ecosistema. Este carbono fijado fotosintéticamente servirá de alimento a los demás componentes de la cadena trófica (heterótrofos).

Por un lado, y dada la fuerte solubilidad del dióxido de carbono (CO₂) en el agua, la capacidad de almacenamiento de las capas superiores de la hidrosfera es impresionante. En un medio acuático, el CO₂ se transforma en hidrogenocarbonato (HCO₃⁻), y éste mismo puede convertirse en ión carbonato de fórmula CO₃²⁻ según la ecuación siguiente:



Por otro lado, el sistema calcocarbónico, es decir el equilibrio dinámico entre la calcita y los iones carbonatos y bicarbonatos (ecuación II.71), asegura la perennidad de la presencia de carbono. Por lo tanto, es muy raro que el carbono sea un elemento limitante para el crecimiento del fitoplancton [Picot, 2001; Pourriot et al., 1982]. La ecuación de equilibrio calcocarbónico es la siguiente:



La producción algal es la fuente primaria de carbono, aunque también puede entrar a los sistemas a través de cargas externas. La depredación de las algas libera el carbono orgánico particulado y disuelto en la columna de agua. Una fracción del carbono orgánico particulado se somete a una disolución de primer orden a carbono orgánico disuelto, y el resto se deposita en los sedimentos. El carbono orgánico disuelto producido por excreción y depredación del fitoplancton y por disolución es respirado o desnitrificado con una tasa de primer orden a carbono inorgánico.

De manera general, en los estudios de eutrofización se suele modelar el carbono como carbono inorgánico total (CIT), que es la suma de bicarbonato (HCO_3^-), carbonato (CO_3^{2-}), y dióxido de carbono (CO_2). El equilibrio entre estas tres formas de carbono es uno de los principales sistemas reguladores en un medio acuático, ya que dicho equilibrio afecta directamente al pH que, a su vez, puede afectar a los constituyentes químicos y biológicos del ecosistema. El dióxido de carbono está implicado en la mayoría de los procesos más importantes, incluyendo la reaeración de la superficie, la respiración, la excreción, la absorción algal y las reacciones de pérdida orgánica. El dióxido de carbono disuelto se combina con el agua para formar el ácido carbónico que, a su vez, se disocia en iones bicarbonatos, iones carbonatos y iones de hidrogeno.

El carbono inorgánico disuelto procede de diferentes fuentes. Éstas incluyen la reaeración de la superficie, la respiración de las algas, la oxidación de la materia orgánica y la remineralización del detritus [Cole y Buchak, 1995]. El carbono disuelto es retirado por asimilación durante la fotosíntesis algal. La figura II.7 representa un esquema simplificado del ciclo de carbono.

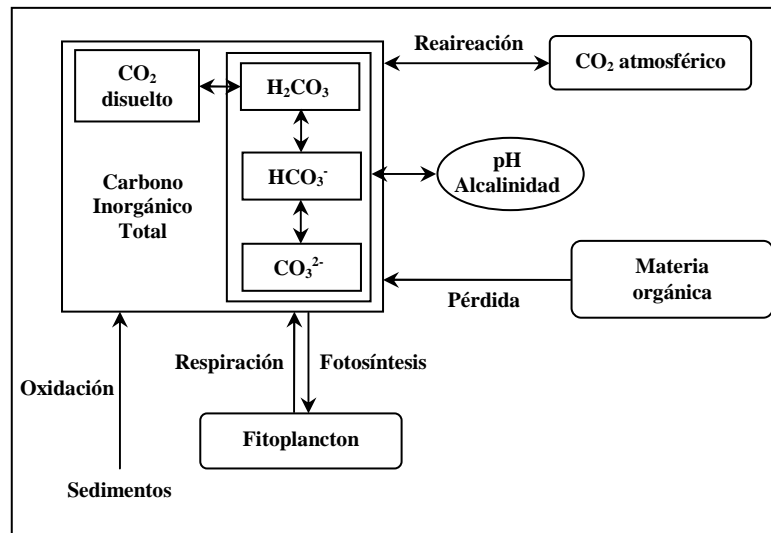


Figura II.7. Esquema simplificado del ciclo de carbono.

El término fuente/sumidero para el carbono inorgánico total, F_{CIT} , se presenta a través de la siguiente expresión [Cole y Buchak, 1995]:

$$F_{CIT} = \frac{\partial C_{CIT}}{\partial t} = K_{r\ min\ det} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} + K_{C\ sed} \theta_{sed}^{(T-20)} C_{C\ sed} + K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} C_{fito} - G_p a_{cp} C_{fito} + K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} + K_a A(CO_{2s} - CO_2) \quad (II.72)$$

Donde

C_{CIT} : concentración del carbono inorgánico total (mg C. L⁻¹);

$K_{r\ min\ det}$: tasa de remineralización del detritus (día⁻¹);

θ_{det} : coeficiente de temperatura para el detritus;

C_{det} : concentración del detritus (mg.L⁻¹);

$K_{C\ sed}$: tasa de oxidación de carbono de fitoplancton del sedimento (día⁻¹);

θ_{sed} : coeficiente de temperatura para el carbono de fitoplancton del sedimento;

$C_{C\ sed}$: concentración de carbono de fitoplancton del sedimento (mg.L⁻¹);

a_{cp} : ratio carbono fitoplancton (mg C. mg⁻¹ CHL-a);

K_D : tasa de oxidación de la materia orgánica carbonosa (día⁻¹);

θ_D : coeficiente de temperatura para la oxidación de la materia orgánica carbonosa;

X_{DBO} : factor de limitación del oxígeno en la oxidación de la materia orgánica carbonosa (ver ecuación II.117);

- C_{DBOC} : concentración de la materia orgánica carbonosa (mg.L^{-1});
 K_a : coeficiente de reaeración a la temperatura del agua (día^{-1});
 A : superficie de la columna de agua (m^2);
 CO_{2s} : concentración de saturación del dióxido de carbono (mg.L^{-1});
 CO_2 : concentración de dióxido de carbono (mg.L^{-1}).

La saturación de CO_2 se calcula mediante la ley de *Henry*, y se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$CO_{2s} = K_H P_{CO_2} \quad (\text{II.73})$$

Siendo P_{CO_2} la presión parcial del dióxido de carbono en la atmósfera, y K_H la constante de *Henry*. K_H es una función de temperatura [Edmond y Gieskes, 1970], y se calcula mediante la fórmula siguiente:

$$pK_H = -\frac{2385.73}{T} - 0.0152642T + 14.0184 \quad (\text{II.74})$$

3.3.3. Cinética del fósforo

Es evidente que el fósforo es el elemento más esencial para el desarrollo de los organismos ya que participa en la síntesis de los ácidos nucleicos ADN y ARN y forma parte de los contribuyentes en los ciclos energéticos celulares (ATP). Una particularidad del ciclo del fósforo es que no tiene reserva atmosférica. La fuente natural de fósforo es la erosión de las rocas de superficie (apatita $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}]$ y otros minerales fosforados). No obstante, por un lado, el fósforo está presente en cantidades poco importantes (0,1% en peso) y, por otro, se transporta principalmente en forma particulada (de 90 al 95%) no accesible a la biocenosis que asimila preferencialmente el fósforo en forma mineral disuelta (PO_4^{3-}) [Lévêque, 1996]. Las fuentes antrópicas del fósforo están por su parte vinculadas a los aportes domésticos, así como en los aportes de origen industrial y agrícola.

Según *Sharpley y Rekolainen (1997)*, se admite que para controlar el proceso de eutrofización, es necesario controlar el aporte de fósforo. Esto se debe a dos consideraciones: en primer lugar, es muy difícil controlar el nitrógeno o el carbono (sus ciclos contienen gases, lo que hace el control más complejo) y en segundo lugar, debido al concepto de factor limitante. En el caso de los lagos, por ejemplo, se admite que la absorción y la utilización de los nutrientes por parte del fitoplancton se efectúa según el ratio de *Redfield 106C:16N:1P [Redfield, 1958]*. Eso significa que por cada átomo de fósforo absorbido y utilizado por la biomasa, 106 átomos de carbono y 16 átomos de nitrógeno se absorben y se utilizan también. Para controlar este fenómeno, es más eficaz actuar sobre el elemento que tiene el número de átomos más pequeño en el ratio. Por ello en la mayoría de los lagos, se suele considerar que el fósforo es el elemento limitante [*Ryding y Rast, 1994*], y la presencia de fósforo en elevadas concentraciones puede estimular el crecimiento de micro y macroorganismos acuáticos y fotosintéticos [*AWWA, 1989*].

El fósforo se presenta en el agua exclusivamente en forma de fosfatos (compuestos que contienen PO_4) [*AWWA, 1989*]. En un medio acuático, dichos compuestos se encuentran en tres formas: ortofosfatos (PO_4^{2-} , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^-), considerados como la única forma asimilable y que son fáciles de medir; polifosfatos (principalmente hexametafosfatos $\text{Na}^+(\text{PO}_4)_6$ y tripolifosfatos $\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$) que no son asimilables directamente; y órganofosfatos que son complejos asociados a la materia orgánica y que tampoco son asimilables directamente. Asimismo, en las aguas superficiales cuyo pH se encuentra entre 5 y 8, el fósforo se encuentra en formas oxidadas (HPO_3 , $\text{H}_4\text{P}_2\text{O}_7$) y tiende hacia la forma más estable, es decir en forma de ortofosfatos [*Rodier et al., 1996*]. En algunos estudios, son los ortofosfatos los que se miden [*Allier, 2004*]. Sin embargo, las normas se enfocan sobre la concentración en fósforo total.

Por otra parte, y debido a que la forma química de muchos compuestos de fósforo es altamente variable y a la propia actividad reactiva del fosfato, la clasificación de las formas de fósforo en un determinado medio responde a

un carácter operativo o metodológico. Del mismo modo, se puede hacer una división operativa entre fósforo disuelto y particulado pero esta división no queda libre de problemas, ya que la transición entre lo disuelto y lo particulado es continua y precisamente una cantidad importante de fósforo se encuentra en forma coloidal. También, existen diferentes formas químicas que reaccionan de manera similar, lo que convierte la definición de la categoría de fósforo soluble reactivo (PSR) a una etapa muy necesaria. El fósforo orgánico particulado (POP) también es descrito como fósforo sestónico en el medio acuático, parte del cual puede ser inorgánico en suspensión y que bajo ciertas condiciones puede pasar a forma disuelta (Fósforo orgánico disuelto POD) y contribuir al compartimento de PSR. De esta forma, y basándose sobre la reactividad con el molibdato, se pueden distinguir cuatro principales categorías de fósforo [Martín Monerri, 1998], que son: fósforo soluble reactivo (fosfatos solubles), fósforo soluble no reactivo (fósforo coloidal y soluble orgánico), fósforo particulado reactivo (fosfatos ferrosos y cálcicos), y fósforo particulado no reactivo (fósforo orgánico en suspensión). La tabla II.7 agrupa los principales procesos involucrados en las transformaciones de fósforo y las especies que se suelen tener en cuenta en los modelos de eutrofización [Martín Monerri, 1998].

Tabla II.7. Procesos involucrados en las transformaciones del fósforo y especies considerados.

Procesos	Especies			
	POP	POD	PSR	PIP
Consumo por el fitoplancton			■	
Mineralización	■	■	■	■
Equilibrio de partición disuelto/particulado			■	■
Sedimentación	■	■	■	■
Difusión con el sedimento		■	■	
Generación por fitoplancton muerto	■	■	■	■
Adsorción sobre sólidos			■	
Coprecipitación			■	■

Siendo

PIP: fósforo inorgánico particulado.

También, el fósforo puede encontrarse en concentraciones no despreciables dentro de los suelos terrestres. La movilidad del fósforo se limita debido a la baja solubilidad de sus sales (fosfatos de calcio y de hierro (III)), y a su retención por los compuestos del suelo. En un lago por ejemplo, en los sedimentos del fondo, que se consideran como una reserva importante de fósforo de dicho ecosistema debido a su acumulación a lo largo del tiempo y que acaba por dar elevadas concentraciones, los fosfatos están principalmente en forma inorgánica precipitada y en forma de compuestos orgánicos [AWWA, 1989]. El fósforo inorgánico se divide en dos grupos: los fosfatos de calcio (los más corrientes son la oxiapatita $\text{Ca}_{10}\text{O}(\text{PO}_4)_6$ y la apatita carbonatada $\text{Ca}_{10}\text{CO}_3(\text{PO}_4)_6$) y los fosfatos de aluminio y de hierro (variscita $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y strengita $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) [Morgan, 1997]. El fosfato orgánico corresponde a los compuestos fosfatados vinculados a la materia orgánica, y todos los otros fosfatos que no entran en las categorías anteriores se agrupan bajo el término de fósforo residual.

Se supone que el fósforo es completamente asimilado por el fitoplancton en forma de ortofosfato (PO_4). Los principales procesos que se suelen involucrar en el ciclo de fósforo en un medio acuático son la producción y el crecimiento algal a través de la depredación por el fitoplancton, la excreción del zooplancton, la mortalidad del fitoplancton, la descomposición del detritus, la mineralización del fósforo orgánico disuelto a fósforo inorgánico y la sedimentación. La figura II.8 muestra un esquema simplificado del ciclo de fósforo y los diversos procesos que participan en este ciclo.

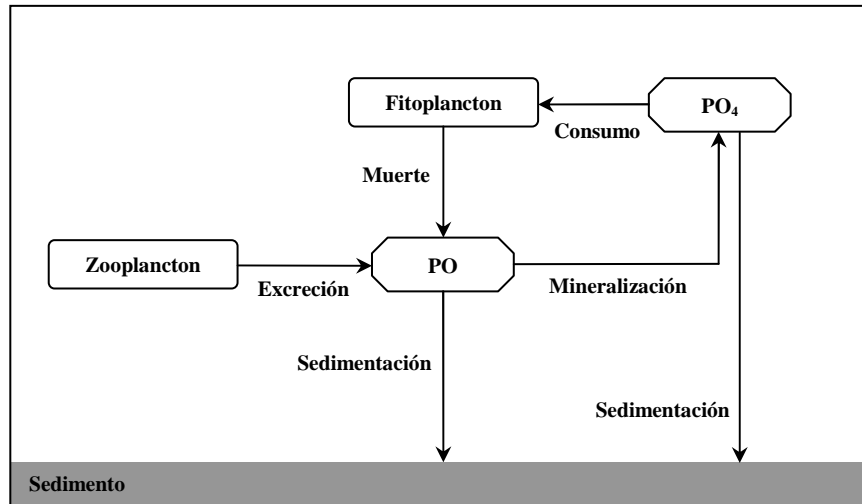


Figura II.8. Esquema simplificado del ciclo de fósforo.

En los modelos de eutrofización, las principales variables de fósforo que se suelen considerar normalmente son las siguientes: fósforo del fitoplancton, fósforo del zooplancton, fósforo orgánico, y fósforo inorgánico (ortofosfato). El fósforo orgánico se puede dividir en particulado y disuelto por las fracciones disueltas definidas por el usuario. El fósforo inorgánico también puede ser dividido en particulado y disuelto, reflejando la adsorción [Hernández et al., 1997].

3.3.3.1. Fósforo del fitoplancton

La cinética simple de eutrofización asume que por cada miligramo de carbono de fitoplancton producido, a_{pc} miligramos de fósforo se liberan. La muerte y la sedimentación del fitoplancton así como el herbivorismo por el zooplancton también se consideran [Hipsey et al., 2006]. De forma que la expresión general de la evolución de la concentración de fósforo, es la siguiente:

$$F_{PC} = \frac{\partial C_{fito} a_{pc}}{\partial t} = \left(G_p - D_p - \frac{V_{sfito}}{H} - C_g \theta_z^{(T-20)} Z \right) a_{pc} C_{fito} \quad (II.75)$$

Donde

F_{PC} : término fuente sumidero para el fósforo del fitoplancton;

Z : concentración del zooplancton en la columna de agua ($mg.L^{-1}$);

a_{pc} : ratio fósforo carbono del fitoplancton ($mg P. mg^{-1} C$).

3.3.3.2. Fósforo del zooplancton

A medida que aumenta la tasa de herbivorismo de fitoplancton por parte del zooplancton (ecuación II.61), la concentración del fósforo asociado al mismo va también aumentando en el medio. La excreción y la mortalidad por respiración endógena del zooplancton contribuyen también a la variación de dicha concentración a lo largo del tiempo [Di Toro et al., 1975].

$$F_{PZ} = \frac{\partial Z a_{pz}}{\partial t} = (a_{pc} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} - a_{pz} G_z - a_{pz} K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)}) Z \quad (II.76)$$

En donde

F_{PZ} : término fuente sumidero para el fósforo del zooplancton;

a_{pz} : ratio fósforo carbono del zooplancton (mg P. mg⁻¹ C);

K_{zr} : tasa de respiración endógena del zooplancton (día⁻¹);

θ_{zr} : coeficiente de temperatura para la respiración endógena del zooplancton;

G_z : tasa de crecimiento de zooplancton (día⁻¹), y se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$G_z = a_z a_{zp} \frac{k_{mpg}}{C_{fito} + k_{mpg}} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} \quad (II.77)$$

En donde

a_z : eficacia de conversión de zooplancton (mg C. mg⁻¹ C);

a_{zp} : ratio carbono clorofila de la población de zooplancton (mg C. mg⁻¹ CHL-a);

k_{mpg} : constante de semisaturación de la biomasa de fitoplancton herbivorizado (mg CHL-a. L⁻¹).

3.3.3.3. Fósforo orgánico

La descomposición del fitoplancton muerto introduce fósforo en el sistema [Wool et al., 2001], de igual manera que la mortalidad por respiración endógena y la excreción del zooplancton [Di Toro et al., 1975]. Por otra

parte, se considera que una fracción f_{po} del fósforo de fitoplancton permanece como fósforo orgánico, mientras que otra parte $(1 - f_{po})$ se transforma directamente a fósforo inorgánico biodisponible. Así mismo, el fósforo orgánico desaparece de la columna de agua por mineralización a fósforo inorgánico, y por sedimentación del fósforo orgánico presente en forma particulada [Hipsey et al., 2006; Wool et al., 2001].

El término fuente/sumidero, F_{PO} , para el fósforo orgánico se puede presentar de la siguiente forma [Di Toro et al., 1975; Hipsey et al., 2006; Wool et al., 2001]:

$$F_{PO} = \frac{\partial C_{PO}}{\partial t} = D_p a_{pc} f_{po} C_{fito} + a_{pz} K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)} Z + a_{pz} G_z Z - K_{minP} \theta_{minP}^{(T-20)} X_{PRC} C_{PO} - \frac{V_{spo} (1 - f_{pod})}{H} C_{PO} \quad (II.78)$$

En donde

C_{PO} : concentración de fósforo orgánico (mg P. L⁻¹);

f_{po} : fracción de fitoplancton muerto (o herbivorizado por zooplancton) que da lugar a fósforo orgánico;

K_{minP} : tasa de mineralización del fósforo orgánico (día⁻¹);

θ_{minP} : factor de corrección de temperatura para la mineralización del fósforo orgánico;

V_{spo} : velocidad de sedimentación del fósforo orgánico particulado (m. día⁻¹);

f_{pod} : fracción de fósforo orgánico disuelto;

X_{PRC} : factor de limitación a la mineralización del fósforo orgánico por parte del fitoplancton, y se expresa a través de la siguiente fórmula [Ambrose et al., 1985]:

$$X_{PRC} = \frac{C_{fito}}{k_{mPC} + C_{fito}} \quad (II.79)$$

Siendo k_{mPC} la constante de semisaturación para la limitación del fitoplancton a la mineralización del fósforo de fitoplancton (mg C. L⁻¹).

X_{PRC} es igual a 1 cuando la concentración de fitoplancton es mucho mayor que la constante de semisaturación, mientras que cuando los valores de fitoplancton son próximos a k_{mPC} la mineralización es mucho menor.

3.3.3.4. Fósforo inorgánico

De acuerdo con lo que se ha mencionado anteriormente, el fósforo inorgánico resulta de la mineralización del fósforo orgánico así como de la descomposición del fitoplancton muerto [Di Toro et al., 1975; Hipsey et al., 2006]. Su consumo por parte del fitoplancton para el crecimiento [Wool et al., 2001] y la sedimentación de sólidos (arcillas) adsorbentes del fósforo soluble [Martín Monerris, 1998] llevan a la disminución del fósforo inorgánico en la columna de agua. De hecho, la fracción de fósforo soluble que está asociada a arcillas depende no sólo de la concentración de sólidos suspendidos en el agua, sino también del coeficiente de partición entre la forma disuelta y la adsorbida, que representa el equilibrio local entre la concentración del fósforo inorgánico en el agua y la concentración del fósforo adsorbida sobre los sólidos del agua. Sin embargo, algunos modelos de calidad de agua consideran esta fracción de fósforo soluble constante, razón por la cual la fracción disuelta de fósforo inorgánico en el agua suele tener un valor fijo [Ambrose et al., 1985].

Los intercambios desde o hacia el sedimento resulta ser una fuente o sumidero importante del fósforo soluble reactivo para la columna de agua por lo que, en ecosistemas hipereutrofizados, el sedimento forma una fuente neta de fósforo biodisponible, ya que acumula fósforo soluble asociado a arcillas que en algún momento pasaran al agua intersticial y desde ahí a la columna de agua [Martín Monerris, 1998].

Este proceso tiene especial relevancia en medios acuáticos de escasa profundidad, donde la acumulación de sedimentos y la potencial liberación de fósforo desde el mismo en ciertas condiciones ambientales, puede suponer la mayor fuente de enriquecimiento del sistema. Es el caso de

algunas lagunas con baja renovación en las que, precisamente esa dificultad para eliminar sustancias, las convierten en auténticos almacenes de nutrientes.

Muchos autores como *Lorenzen (1976)*, *Cerco (1998)* y *Chapra y Canale (1991)* pusieron de manifiesto la importancia de estos procesos en algunos sistemas lagunares. Por su parte, *Martín Monerris (1998)* propuso un modelo de enriquecimiento de la laguna de la Albufera de Valencia basado en considerar una aportación de fósforo desde el sedimento en función de las diferentes características del mismo.

La ecuación general que describe los procesos señalados, sin tener en cuenta este último aspecto que por su interés, en el caso de lagunas litorales, se recogerá extensamente en el capítulo metodológico, es la siguiente [*Di Toro et al., 1975; Wool et al., 2001*]:

$$F_{PI} = \frac{\partial C_{PI}}{\partial t} = D_p a_{pc} (1 - f_{po}) C_{fito} + K_{minP} \theta_{minP}^{(T-20)} X_{PRC} C_{PO} - G_p a_{pc} C_{fito} - \frac{V_{spi} (1 - f_{pid})}{H} C_{PI} \quad (II.80)$$

Donde

C_{PI} : concentración de fósforo inorgánico (mg P. L⁻¹);

V_{spi} : velocidad de sedimentación del fósforo inorgánico particulado (m. día⁻¹);

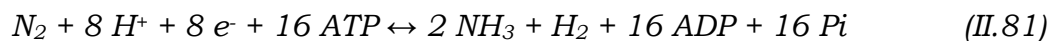
f_{pid} : fracción de fósforo inorgánico disuelto.

3.3.4. Cinética del nitrógeno

El nitrógeno es un elemento esencial para el crecimiento de los microorganismos ya que se integra en las moléculas de proteínas y de ácidos nucleicos. Las fuentes de nitrógeno para un medio acuático se representan en las precipitaciones, la fijación del nitrógeno gaseoso atmosférico (dónde N₂ está presente a más de 78%) por las cianobacterias

(ecuación II.81) [Lévêque, 1996], los aportes de las aguas subterráneas, las aguas de superficie (lavado de los fertilizantes del suelo) así como las aguas residuales urbanas. El conjunto de las fuentes de nitrógeno representa un importante aporte al medio y, por lo tanto en un medio de agua dulce, el nitrógeno no se suele considerar como nutriente limitante [Barroin, 2003; Faurie et al., 2003]. Además, en caso de carencia de nitrógeno en solución, las comunidades de cianobacterias fijadoras de nitrógeno gaseoso se convierten en predominantes y atenúan así la posible falta de nitrógeno [Lévêque, 1996; Faurie et al., 2003].

La ecuación de fijación de N_2 por las cianobacterias se presenta de la manera siguiente:



Siendo *ATP* la adenosina trifosfato, *ADP* la adenosina difosfato y *Pi* el ortofosfato.

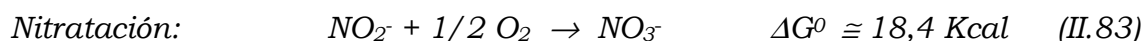
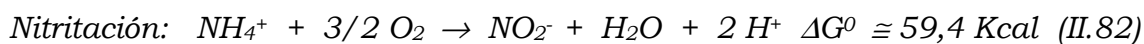
A diferencia del ciclo de fósforo, el ciclo del nitrógeno es mucho más complejo ya que presenta diversos cambios en el estado de oxidación, su depósito no es de tipo sedimentario sino gaseoso. Los sales de nitrógeno son altamente solubles, y se considera estable termodinámicamente sólo en forma de nitrógeno molecular y nitratos en condiciones óxicas, y en forma amoniacal bajo condiciones anóxicas.

Generalmente, el nitrógeno se divide en dos formas orgánicas (nitrógeno orgánico particulado (NOP) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD)) y dos formas inorgánicas (amonio y nitrato). La tabla II.8 representa los diferentes procesos involucrados en las transformaciones de nitrógeno y especies que se suelen considerar en los modelos de eutrofización según Martín Monerris (1998).

Tabla II.8. Procesos involucrados en las transformaciones del nitrógeno y especies considerados.

Procesos	Especies			
	NOP	NOD	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻
Consumo por el fitoplancton			■	■
Fijación de N ₂ atmosférico			■	■
Mineralización	■		■	
Equilibrio NH ₄ ⁺ /NH ₃			■	■
Nitrificación			■	■
Desnitrificación			■	■
Sedimentación	■			
Difusión en el sedimento	■	■	■	■
Generación por fitoplancton muerto	■		■	

En conforme con lo que se ha dicho antes, dentro de una columna de agua óxica el nitrógeno se encuentra mayoritariamente en forma de nitratos. En efecto, los nitratos y los nitritos deben ser reducidos previamente a amonio y el amonio es convertido en glucosamato. Estas diferencias hacen que el amonio sea utilizado preferencialmente frente al nitrito y nitrato. Asimismo, el nitrógeno orgánico se mineraliza rápidamente a NH₄⁺ mientras que el nitrógeno amoniacal se oxida a nitritos luego a nitratos durante la nitrificación, este proceso de dos pasos (ecuaciones II.81 y II.82) se lleva a cabo por dos grupos de bacterias quimioautotróficas (tabla II.9), las nitrificadoras usan la oxidación del nitrógeno inorgánico como fuente de energía y el CO₂ como su fuente de carbono. Las ecuaciones de nitrificación son las siguientes:



Donde ΔG^0 es la entalpía de las reacciones, ambas reacciones son exotérmicas y sólo requieren la activación para efectuarse.

Tabla II.9. Las bacterias responsables de la nitrificación [Movellán Mendoza, 2003].

Tipo de bacterias	Género	Hábitat
Oxidadoras de amonio	Nitrosomonas	Suelos, marinas, agua dulce
	Nitrospira	Suelo, no crecen en agua de mar
	Nitrosococcus	Suelos, marinas, agua dulce
	Nitrosolobus	Suelos
Oxidadoras de nitritos	Nitrobacter	Suelos, marinas, agua dulce
	Nitrospira	Marina
	Nitrococcus	Marina

Otro proceso de innegable importancia que hay que mencionar aquí es el proceso de desnitrificación. Este proceso tiene lugar generalmente en verano en aguas estratificadas por debajo de la termoclina o en otras zonas anóxicas de la columna de agua o los sedimentos, y se realiza por bacterias anaerobias facultativas que utilizan el nitrato o nitrito como aceptor de electrones cuando no hay oxígeno. Generalmente, el producto final de la desnitrificación es el N_2 , sin embargo también son comunes el NO y el N_2O .

El nitrógeno orgánico aumenta en la columna de agua a partir del fitoplancton muerto que se descompone y disminuye por su mineralización y por la sedimentación del nitrógeno orgánico particulado. Se admite que parte del fitoplancton muerto no se transforma en nitrógeno orgánico, sino que se mineraliza directamente a amonio, siendo su disponibilidad por parte del fitoplancton casi inmediata. El amonio, por su parte, también aumenta debido a la mineralización del nitrógeno orgánico, y disminuye debido a su consumo como nutriente por parte del fitoplancton y por el proceso de nitrificación. En cuanto a los nitratos, disminuyen debido a su consumo como nutriente por parte del fitoplancton y al proceso de desnitrificación. La figura II.9 representa un esquema simplificado del ciclo de nitrógeno.

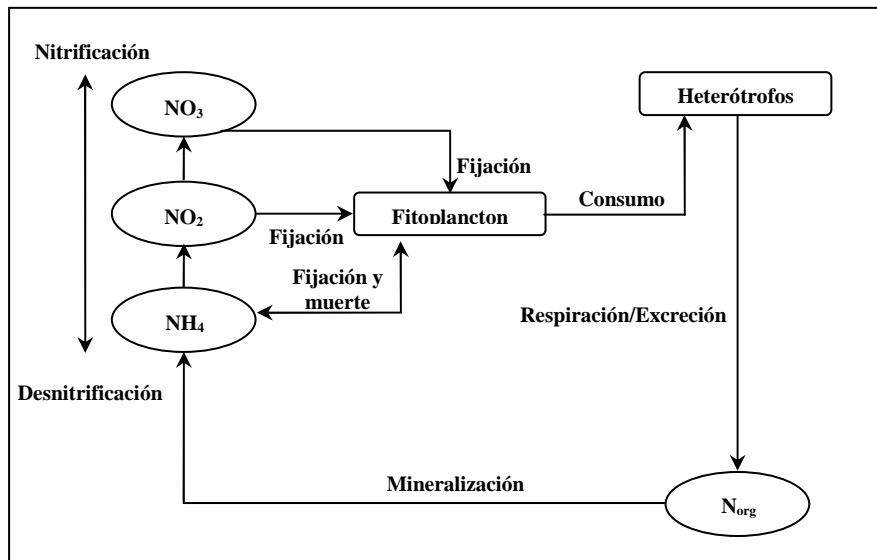


Figura II.9. Esquema simplificado del ciclo de nitrógeno.

A continuación se describen las cinéticas de las cinco principales formas de nitrógeno que se suelen considerar en los modelos de eutrofización: nitrógeno del fitoplancton, nitrógeno del zooplancton, nitrógeno orgánico, amonio y nitratos/nitratos.

3.3.4.1. Nitrógeno del fitoplancton

De igual manera que en el caso del fósforo, por cada parte de carbono del fitoplancton producido, a_{nc} partes de nitrógeno inorgánico son liberados. También se consideran la muerte y la sedimentación del fitoplancton, el herbivorismo por zooplancton [Hernández et al., 1997; Wool et al., 2001].

$$F_{NP} = \frac{\partial C_{fito} a_{nc}}{\partial t} = \left(G_p - D_p - \frac{V_{sfito}}{H} - C_g \theta_z^{(T-20)} Z \right) a_{nc} C_{fito} \quad (II.84)$$

En donde

F_{NP} : término fuente sumidero para el nitrógeno del fitoplancton;

a_{nc} : ratio nitrógeno carbono de fitoplancton (mg N. mg⁻¹ C).

3.3.4.2. Nitrógeno del zooplancton

Al igual que el fósforo, en la cinética del nitrógeno se consideran los procesos de herbivorismo, excreción y mortalidad por respiración endógena del zooplancton [Di Toro et al., 1975; Hipsey et al., 2006; Orlob, 1983].

La excreción de zooplancton se expresa a través de la siguiente fórmula [Hipsey et al., 2006]:

$$e_{zoo} = a_{nz} G_z Z \quad (II.85)$$

Siendo

e_{zoo} : tasa de excreción de zooplancton (día⁻¹);

a_{nz} : ratio nitrógeno carbono de zooplancton (mg N. mg⁻¹ C);

G_z : tasa de crecimiento de zooplancton (día⁻¹).

Mientras que su mortalidad por respiración endógena se representa según la ecuación siguiente:

$$D_{zr} = K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)} Z \quad (II.86)$$

En donde K_{zr} es la tasa de mortalidad de zooplancton por respiración endógena por día, y θ_{zr} es coeficiente de temperatura para la respiración endógena del zooplancton.

La expresión final del término fuente sumidero, F_{NZ} , para el nitrógeno de zooplancton sería entonces de la forma siguiente:

$$F_{NZ} = \frac{\partial Z a_{nz}}{\partial t} = (a_{np} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} - a_{nz} G_z - a_{nz} K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)}) Z \quad (II.87)$$

3.3.4.3. Nitrógeno orgánico

En conforme con lo que se ha dicho más arriba, el nitrógeno orgánico aumenta en la columna de agua a partir del fitoplancton muerto. Sin

embargo, se considera que parte del fitoplancton muerto, en lugar de transformarse en nitrógeno orgánico se mineraliza directamente a amonio, siendo su disponibilidad por parte del fitoplancton casi inmediata. En cuanto a la disminución de la concentración de nitrógeno orgánico, esta viene condicionada por procesos tales como la mineralización y la sedimentación del nitrógeno orgánico particulado [Wool *al.*, 2001]. Di Toro *et al.*, (1975) indicaron que la mortalidad por respiración endógena y la excreción del zooplancton también aumentan la concentración del nitrógeno orgánico en la columna de agua.

La ecuación II.88 define todos los procesos que condicionan la variación de la concentración del nitrógeno orgánico en el medio [Di Toro *et al.*, 1975; Wool *al.*, 2001]:

$$F_{NO} = \frac{\partial C_{NO}}{\partial t} = D_p a_{nc} f_{no} C_{fito} + a_{nz} K_{zr} \theta_z^{(T-20)} Z + a_{nz} G_z Z - K_{minN} \theta_{minN}^{(T-20)} X_{NRC} C_{NO} - \frac{V_{sno}(1-f_{nod})}{H} C_{NO} \quad (II.88)$$

Donde

F_{NO} : término fuente sumidero para el nitrógeno orgánico;

C_{NO} : concentración de nitrógeno orgánico (mg N. L⁻¹);

f_{no} : fracción de fitoplancton muerto (o consumido por el zooplancton) que da lugar a nitrógeno orgánico;

K_{minN} : tasa de mineralización del nitrógeno orgánico (día⁻¹);

θ_{minN} : factor de corrección de temperatura para la mineralización del nitrógeno orgánico;

V_{sno} : velocidad de sedimentación del nitrógeno orgánico particulado (m. día⁻¹);

f_{nod} : fracción de nitrógeno orgánico disuelto;

X_{NRC} : factor de limitación a la mineralización del nitrógeno orgánico por parte del fitoplancton, dado por la siguiente expresión:

$$X_{NRC} = \frac{C_{fito}}{k_{mNC} + C_{fito}} \quad (II.89)$$

Siendo k_{mNC} la constante de semisaturación para la limitación de la mineralización del nitrógeno orgánico por parte del fitoplancton (mg C. L^{-1}).

3.3.4.4. Amonio

La mineralización del nitrógeno orgánico y la transformación de una parte del nitrógeno del fitoplancton muerto ($1-f_{no}$) forman los principales procesos que aumentan la concentración de amonio en la columna de agua. No obstante, el amonio disminuye debido a dos procesos: i) el consumo como nutriente por parte del fitoplancton, que está afectado por el contenido de amonio y nitratos con una preferencia de consumo hacia el primero y ii) la nitrificación, en la que la concentración de oxígeno disuelto actúa como limitante en concentraciones inferiores a 2 mg. L^{-1} [Hernández et al., 1997; Tkalič y Sundarambal, 2003; Wool et al., 2001]. Aunque en cambio, según va disminuyendo dicha concentración, la velocidad de la reacción empieza a disminuir, un efecto que se expresa a través de la fórmula siguiente:

$$X_{NIT} = \frac{C_{OD}}{k_{nit} + C_{OD}} \quad (II.90)$$

En la que

X_{NIT} : factor de limitación del oxígeno a la nitrificación;

C_{OD} : concentración de oxígeno disuelto ($\text{mg O}_2. \text{L}^{-1}$);

k_{nit} : constante de semisaturación para la limitación del oxígeno a la nitrificación ($\text{mg O}_2. \text{L}^{-1}$).

Con todo ello, la expresión general del término fuente/sumidero, $F_{NH_4^+}$, para el amonio será entonces [Di Toro et al., 1975; Wool et al., 2001]:

$$F_{NH_4^+} = \frac{\partial C_{NH_4^+}}{\partial t} = D_p a_{nc} (1 - f_{no}) C_{fito} + K_{\min N} \theta_{\min N}^{(T-20)} X_{NRC} C_{NO} - \\ - G_p a_{nc} P_{NH_4^+} C_{fito} - K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} \quad (II.91)$$

Donde

$C_{NH_4^+}$: concentración de amonio (mg N. L⁻¹);

$P_{NH_4^+}$: factor de preferencia de consumo hacia el amonio frente a nitratos por el fitoplancton (ver ecuación II.97);

f_{NH_3} : fracción de amonio obtenido de la excreción de zooplancton;

K_{nitri} : tasa de nitrificación del amonio (día⁻¹);

θ_{nitri} : factor de corrección de temperatura para la nitrificación del amonio.

Cabe señalar que, al igual que en el caso del fósforo inorgánico, autores como *Martín Monerris (1998)* y *Reddy et al. (1996)* consideraron los sedimentos como una fuente adicional de amonio y de nitrato (ver apartado siguiente), que llegan a la columna de agua a través de procesos de resuspensión.

Por otra parte, y dada la actividad fotosintética significativa que se nota durante las horas diurnas en un ecosistema, el pH del agua aumenta haciendo que el equilibrio entre las formas ionizadas (NH₄⁺) y no ionizadas (NH₃) se desplace hacia esta última. Un fenómeno poco recomendable ya que la cantidad de nitrógeno biodisponible disminuye y la forma NH₃ resulta ser tóxica para los ecosistemas. Así, la cantidad de amonio en forma de NH₃ se puede obtener a partir de las siguientes expresiones [*Barnwell, 1985*]:

$$C_{NH_3} = \frac{14000X}{1+R} \quad (II.92)$$

donde

$$R = 10^{(pK_h - pH)} \quad (II.93)$$

y

$$pK_h = 0.09018 + \frac{2729.92}{T} \quad (II.94)$$

Siendo

C_{NH_3} : concentración de amoniaco (mg N. L⁻¹);

14000: factor de conversión (mg N. mol⁻¹ N);

X : concentración molar de nitrógeno amoniacal ($\text{NH}_3 + \text{NH}_4^+$, mol N. L^{-1});

pK_h : constante de hidrólisis;

T : temperatura absoluta (K).

El amonio se desplaza entre la columna de agua y el agua intersticial del sedimento en forma disuelta, provocando un flujo cuya dirección es función de su concentración en ambos medios. La cantidad de nitrógeno amoniacal en forma biodisponible se representa mediante la siguiente expresión:

$$C_{\text{NH}_4^+} = 14000X - \frac{14000X}{1+R} = \frac{14000XR}{1+R} \quad (\text{II.95})$$

3.3.4.5. Nitratos/nitritos

La nitrificación del amonio en condiciones aerobias da lugar a la formación de nitratos. Al ser consumidos por parte del fitoplancton, la concentración de los mismos disminuye en la columna de agua. Dicha disminución resulta igualmente del proceso de la desnitrificación del mismo, en el que la presencia de oxígeno disuelto en el agua resulta un factor limitante [Hernández et al., 1997; Tkalich y Sundarambal, 2003]. Esta dependencia se expresa del modo siguiente:

$$X_{\text{DENT}} = \frac{k_{\text{NO}_3}}{k_{\text{NO}_3} + C_{\text{OD}}} \quad (\text{II.96})$$

En donde

X_{DENT} : factor de limitación del oxígeno a la desnitrificación;

k_{NO_3} : constante de semisaturación para la desnitrificación ($\text{mg O}_2 \cdot \text{L}^{-1}$).

Generalmente, los nitritos no se suelen tener en cuenta por ser una especie inestable que, en muchos casos se convierte rápidamente en nitrato. Al considerar el amonio y los nitritos, se suele introducir un factor de preferencia hacia el consumo de amonio frente al de nitratos por parte del

fitoplancton. La ecuación siguiente describe dicha preferencia a través del factor $P_{NH_4^+}$:

$$P_{NH_4^+} = \frac{C_{NH_4^+}}{k_{mN} + C_{NO_3}} \left(\frac{C_{NO_3}}{k_{mN} + C_{NH_4^+}} + \frac{k_{mN}}{C_{NH_4^+} + C_{NO_3}} \right) \quad (II.97)$$

Donde

C_{NO_3} : concentración de nitratos (mg N. L⁻¹);

k_{mN} : constante de semisaturación para el nitrógeno (mg N. L⁻¹).

Cuando la concentración de nitratos es nula, el valor dicho factor es igual a 1, lo que significa que el fitoplancton consume únicamente el amonio para su crecimiento. En cambio, si la concentración de amonio es cero, el valor de $P_{NH_4^+}$ también lo es y el fitoplancton en este caso consume el nitrato disponible.

Las expresiones desarrolladas en este apartado permiten presentar el término fuente/sumidero, F_{NO_3} , para los nitratos de la siguiente forma [Di Toro et al., 1975; Orlob, 1983; Wool et al., 2001]:

$$F_{NO_3} = \frac{\partial C_{NO_3}}{\partial t} = -G_p a_{nc} (1 - P_{NH_4^+}) C_{fito} + K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} - K_{denitri} \theta_{denitri}^{(T-20)} X_{DENIT} C_{NO_3} \quad (II.98)$$

Siendo

$K_{desnitri}$: tasa de desnitrificación (día⁻¹);

$\theta_{denitri}$: factor de corrección de temperatura para la desnitrificación.

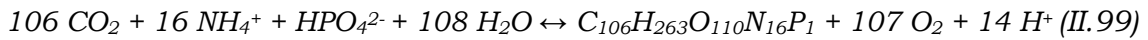
Cuando se aumenta la concentración de oxígeno disuelto, el factor X_{DENIT} se reduce y, en consecuencia, apenas se produce dicho proceso. La preferencia de consumo de amonio por parte del fitoplancton hace que el consumo de nitratos ocurra sólo cuando la concentración de amonio es muy baja.

3.3.5. Ratio N/P - Noción del factor limitante

Tal y como se ha dicho antes, el fósforo es el principal nutriente que limita el crecimiento del fitoplancton en la mayoría de los lagos. Pero aún así, está aumentando la evidencia que sugiere que en ciertos ambientes, el nitrógeno puede ser el nutriente limitante primario o el co-limitante. Cuando las cianobacterias fijan el nitrógeno, potencialmente, aparece la limitación de nitrógeno. Éste puede no ser el único mecanismo para su dominación en los lagos con concentraciones relativamente bajas de nitrógeno sino existe también el peligro de que las concentraciones del fósforo aumentan, como resultado de la eutrofización, y así pueden llevar a la mayor frecuencia de la limitación del nitrógeno, fomentando los *blooms* cianobacteriales, donde algunos pueden ser tóxicos [Codd, 1995].

Por todo ello, y para poder estudiar el problema de eutrofización en un medio acuático, es necesario saber cuál es el nutriente limitante entre los dos principales (fósforo y nitrógeno) que controlará la máxima cantidad de biomasa que puede desarrollarse, y que será, como se ha visto anteriormente, aquél que sea el menos disponible. En este contexto, se recurre al llamado ratio *N/P* (noción de nutriente limitante).

La biomasa fitoplanctónica aumenta con el consumo de fósforo y nitrógeno disponibles en el agua. Dichos alimentos proceden de descargas de fuentes tanto puntuales como no-puntuales (difusas). Si los nutrientes descargados al cuerpo de agua se reducen, la concentración disponible de estos nutrientes que se puede utilizar por las plantas será reducida y, por consecuencia la biomasa total será reducida. Una acción simple para analizar el crecimiento del fitoplancton sería entonces examinar la cantidad relativa de los nutrientes requerida por el fitoplancton, tanto para el fósforo como para el nitrógeno (ratio *N/P*). Esto implica la intervención de la estequiometría en medios acuáticos. Por lo que se puede analizar el peso seco según la ecuación de proceso de fotosíntesis/respiración siguiente [Stumm y Morgan, 1981]:



Esta ecuación puede ser utilizada para determinar los equivalentes másicos de carbono, nitrógeno y fósforo, o el llamado ratio de *Redfield* visto anteriormente [Redfield, 1958]:

$$\begin{array}{r} C : N : P \\ 106 \times 12 : 16 \times 14 : 1 \times 31 \\ 1272 : 224 : 31 \end{array}$$

Además se sabe que el protoplasma en las plantas es de alrededor de 1% en fósforo en peso seco. Por lo tanto se pueden normalizar los equivalentes másicos del fósforo y expresar los equivalentes como porcentajes en peso seco:

$$\begin{array}{r} C : N : P \\ 40\% : 7,2\% : 1\% \end{array}$$

Entonces, un peso seco de 1 gramo de materia orgánica contiene aproximadamente unos 10 mg de fósforo, 72 mg de nitrógeno y 400 mg de carbón. La figura II.10 muestra un diagrama de porcentajes de los nutrientes y del agua, constituyentes de la biomasa media del fitoplancton.

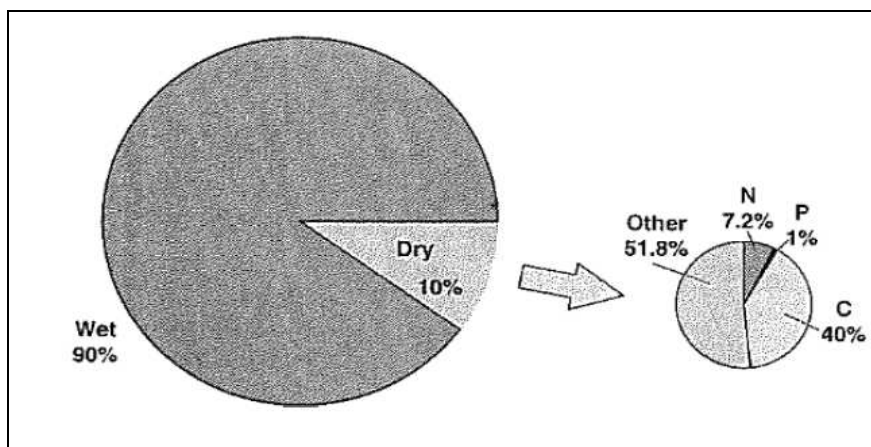


Figura II.10. Diagrama de porcentajes de los nutrientes y del agua constituyentes de la biomasa media del fitoplancton [Charpa, 1997].

Según lo comentado anteriormente, el nutriente limitante es aquel que sea el menos disponible. Asumiendo las estequiometrias de $10 \mu\text{g N}/\mu\text{g chl}$ y $1 \mu\text{g P}/\mu\text{g chl}$, y usando el ratio $a_N/a_P = 10$, se considera la siguiente expresión [Thomann y Mueller, 1987]:

$$P = \min \{N/a_N; P/a_P\} \quad (\text{II.100})$$

Donde

P : concentración másica de la clorofila;

\min : mínimo;

N : concentración másica del nitrógeno disponible;

P : concentración másica del fósforo disponible;

a_N : ratio nitrógeno/clorofila;

a_P : ratio fósforo/clorofila.

En la figura II.11, se representa un diagrama de las regiones de control del nitrógeno y del fósforo en relación con el ratio N/P .

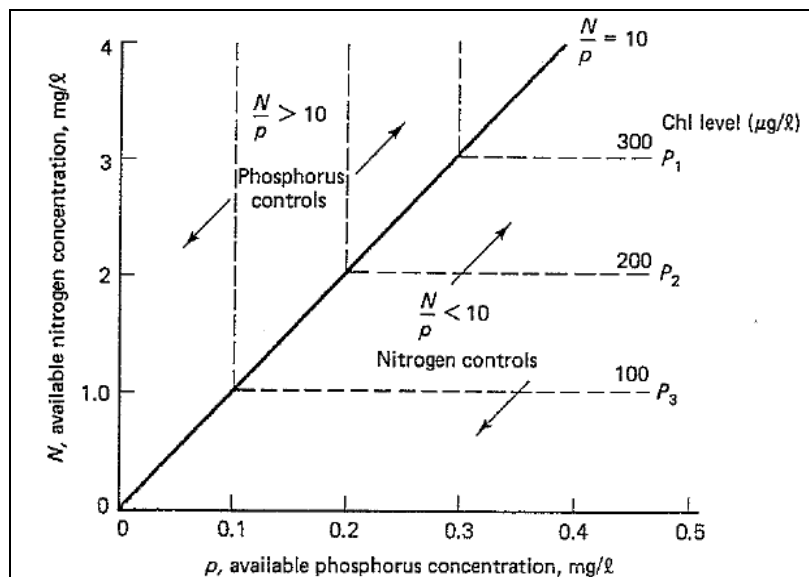


Figura II.11. Diagrama de las regiones de control del nitrógeno y del fósforo en relación con el ratio N/P [Thomann y Mueller, 1987].

Entonces se admite que cuando:

$$\left\{ \begin{array}{l} N/P < 10 \quad ; \quad \text{el nitrógeno es el nutriente limitante} \\ N/P = 10 \quad ; \quad \text{ninguno de los dos es el nutriente limitante} \\ N/P > 10 \quad ; \quad \text{el fósforo es el nutriente limitante} \end{array} \right.$$

Generalmente en los lagos, cuando las fuentes puntuales predominan, el ratio $N/P \ll 10$ y entonces es el nitrógeno que limita. En cambio, cuando prevalecen las fuentes difusas, el ratio $N/P \gg 10$ y el nutriente limitante en este caso sería el fósforo [Thomann y Mueller, 1987].

En el caso concreto de las lagunas litorales, existen otros nutrientes como el silicio (caso de presencia de diatomeas), o micronutrientes como el hierro también pueden ser limitantes del crecimiento del fitoplancton, además de los citados nitrógeno y fósforo. [Aubriot et al., 2005] [Viaroli et al., 2005].

3.3.6. Cinética del silicio

El silicio es uno de los elementos más abundantes de la biosfera, que en forma de silicio disuelto sirve como nutriente jugando un papel importante en el funcionamiento de las aguas marinas, costeras y continentales [Conley et al. 2000; Garnier et al. 2002; Harashima et al. 2006]. Normalmente, el ciclo del silicio no dispone de una reserva atmosférica, y se encuentra tanto en forma soluble como particulado a modo de ácido ortosilícico, mientras que en suspensión se encuentra en un amplio espectro de formas silíceas. Es un elemento generado por procesos geoquímicos durante la formación y la disolución de las rocas silicatadas y por el conjunto de las actividades biológicas que tienen lugar una vez que el silicio está en solución [Tett, 2003].

El silicio contribuye en el desarrollo de las comunidades de diatomeas donde es necesario para la elaboración de su frústula (esqueleto silíceo) [Shin, 1999]. En aguas dulces, el silicio (en forma disuelta Si(OH)_4) en

general no es un nutriente limitante en relación con las necesidades diatomeas. No obstante, no se tiene en cuenta que si las cantidades de nitrógeno y fósforo son masivas y que existe un desequilibrio en los índices de elementos nutritivos N/Si y P/Si, como puede ser el caso en medio marino, eso puede generar la producción de algas tóxicas [Cugier *et al.*, 2005; Garnier y Boët, 2000]. En efecto, cuando se considera que el silicio es limitante, las diatomeas, que necesitan este elemento para desarrollarse, son suplantadas por otras especies de algas menos exigentes en silicio (dinoflagelados) cuyas algunas especies son tóxicas.

Cabe insistir en el hecho de que en las lagunas litorales, en ambiente salobre, la presencia de las diatomeas resulta ser muy probable y, como consecuencia, la limitación del silicio al crecimiento del fitoplancton puede ser un factor crítico en los procesos de eutrofización [Aubriot *et al.*, 2005].

En comparación con los ciclos de los otros nutrientes, existen algunas diferencias entre la absorción del silicio frente a la del fósforo o del nitrógeno. En primer lugar las tasas de absorción del silicio varían según el estado del ciclo celular. Además, las células pueden absorber mayor cantidad de silicio del que precisan, acumulándolo en su interior. El transporte del ácido ortosilícico al interior de la célula se realiza en un proceso ligado a la membrana celular siguiendo una cinética de *Michaelis-Menten*, en el que el silicio almacenado tiene una concentración entre 30 y 250 veces superior a la del medio. Esta absorción parece estar relacionada con la división celular. Paasche y Øestergen (1980) afirman que excepto a concentraciones muy bajas de ácido ortosilícico, la absorción está limitada más por la formación de las paredes de la valva que por la capacidad del transporte enzimático.

Por otra parte, el silicio puede encontrarse en dos formas dentro de un medio acuático: el silicio disuelto disponible (Si(OH)_4) y el silicio biogénico particulado (SiO_2). El ciclo de silicio (figura II.12) es muy simple, las diatomeas absorben el silicio disuelto disponible y lo reciclan junto con el silicio biogénico particulado a través de las acciones del metabolismo y la

degradación. El silicio particulado se disuelve en la columna de agua o se sedimenta en el fondo. Una parte del silicio biogénico particulado sedimentado se disuelve dentro de los sedimentos y vuelve a la columna de agua como silicio disuelto disponible. Los principales procesos que se suelen involucrar en el ciclo de silicio son: la producción y el metabolismo de diatomeas, la degradación, la disolución del silicio particulado a silicio disuelto y la sedimentación.

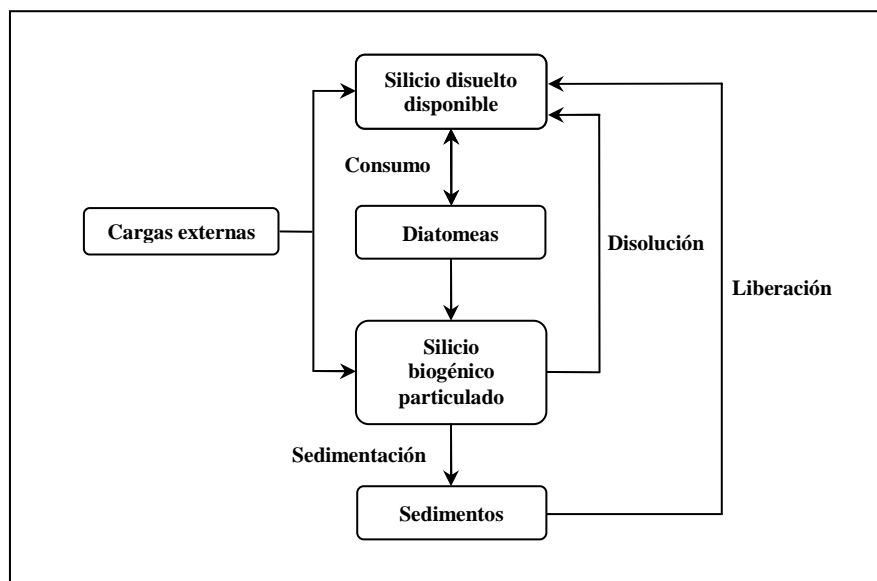


Figura II.12. Esquema simplificado del ciclo de silicio.

A continuación se describen las cinéticas de las dos formas de silicio que se suelen tener en cuenta en un modelo de eutrofización.

3.3.6.1. Silicio disuelto disponible

La cinética del silicio disuelto disponible considera tres procesos principales relacionados con el crecimiento y la muerte del fitoplancton y con el proceso de mineralización de la propia sustancia. Por ello, el término fuente/sumidero correspondiente, F_{Si} , se expresa a través de la ecuación siguiente [Tkalic y Sundarambal, 2003]:

$$F_{Si} = \frac{\partial C_{Si}}{\partial t} = a_{sc} (k_{fd} D_p - G_p) f_{dp} C_{fito} - a_{ex} (k_{dis} C_{Si} - C_{SiBP}) \quad (II.101)$$

Siendo

C_{Si} : concentración del silicio disuelto disponible (mg Si. L⁻¹);

C_{SiBP} : concentración del silicio biogénico particulado (mg Si. L⁻¹);

a_{sc} : ratio silicio carbono (mg Si. mg⁻¹ C);

k_{fd} : fracción de silicio disponible para la depredación;

f_{dp} : porcentaje de diatomeas en el fitoplancton total;

a_{ex} : coeficiente de intercambio de silicio disuelto y particulado;

k_{dis} : coeficiente de partición de silicio absorbido frente al disuelto disponible.

3.3.6.2. Silicio biogénico particulado

En lo que se refiere al silicio biogénico particulado, los principales procesos que se tienen en cuenta son la muerte del fitoplancton y la mineralización. El término fuente/sumidero, F_{SiBP} , se expresa entonces de la siguiente forma [Tkalic y Sundarambal, 2003]:

$$F_{SiBP} = \frac{\partial C_{SiBP}}{\partial t} = a_{sc} (1 - k_{fd}) D_p f_{dp} C_{fito} + a_{ex} (k_{dis} C_{Si} - C_{SiBP}) \quad (II.102)$$

3.3.7. Cinética del oxígeno disuelto

El oxígeno disuelto es un parámetro vital para la respiración de los organismos, puesto que en condiciones de hipoxia o anoxia en un medio acuático donde naturalmente suelen aparecer altos niveles de oxígeno disuelto (OD), se pueden provocar mortalidad de peces, malos olores, pobre estética del cuerpo de agua [Thomann y Mueller, 1987; Dussart, 1984] y cambios significativos en la estructura comunitaria de éste [Scasso y Campos, 1999; Harper, 1992; Ryding y Rast, 1994; Downing et al., 1990; Stockner, 1987]. Por todo ello, el oxígeno fue considerado tradicionalmente y sigue siendo el principal indicador de la salud de un sistema natural.

La concentración de oxígeno disuelto es función de todos los procesos físicos y químicos que controlan la solubilidad, el transporte, la producción y el consumo de éste elemento. Las fuentes de aporte de oxígeno disuelto incluyen la reaireación por contacto con la atmósfera y por efecto del viento, así como la fotosíntesis, mientras que su consumo resulta de algunos procesos tales como la oxidación de la materia orgánica y del amonio a nitrato, la respiración de los seres vivos y la demanda por los sedimentos del fondo [García, 1998].

La ecuación general de balance de masa del oxígeno disuelto puede ser expresada de la forma siguiente [Thomann y Mueller, 1987]:

$$\frac{\partial C_{OD}}{\partial t} = \begin{array}{l} \text{reaireación} + (\text{fotosíntesis} - \text{respiración}) - \text{oxidación de DBOC, DBON} \\ - \text{DOS} + \text{entradas de oxígeno} \pm \text{transporte de oxígeno} \end{array} \quad (\text{II.103})$$

Siendo

DBOC: demanda bioquímica carbonosa de oxígeno;

DBON: demanda bioquímica nitrogenada de oxígeno;

DOS: demanda de oxígeno por el sedimento.

3.3.7.1. Reaireación

La capacidad de reaireación de una masa de agua se suele considerar proporcional al gradiente de la concentración de oxígeno disuelto entre la atmósfera y esta última:

$$A_a = K_{aT}(C_s - C_{OD}) \quad (\text{II.104})$$

Donde

A_a : oxígeno aportado por reaireación;

K_{aT} : coeficiente de reaireación a la temperatura del agua T (día⁻¹);

C_s : concentración de saturación de oxígeno disuelto en el agua (mg.L⁻¹);

C_{OD} : concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua (mg.L⁻¹).

El coeficiente de reaireación, en función de la temperatura del agua, se expresa a través de la fórmula siguiente [Holley, 1975 y Zison et al., 1978]:

$$K_{aT} = K_a \theta_{Ka}^{(T-20)} \quad (II.105)$$

En donde

K_a : coeficiente de reaireación a 20°C (día⁻¹);

θ_{Ka} : coeficiente de temperatura para el proceso de reaireación;

T : temperatura del agua (°C).

Sin embargo, el coeficiente de reaireación a 20°C está formado por dos componentes, incluyendo la reaireación que resulta del contacto con la atmósfera y aquélla obtenida por efecto del viento. Por lo que se ve reflejado en la expresión siguiente:

$$K_a = K_{a,at} + K_{a,w} \quad (II.106)$$

En la que

$K_{a,at}$: coeficiente de reaireación por contacto con la atmósfera a 20°C (día⁻¹);

$K_{a,w}$: coeficiente de reaireación por efecto del viento a 20°C (día⁻¹).

En 1958, O'Connor-Dobbins utilizó la fórmula siguiente para calcular el coeficiente de reaireación por contacto con la atmósfera:

$$K_{a,at} = \frac{12.9 U^{0.5}}{H^{1.5}} \quad (II.107)$$

Donde

U : velocidad media del flujo (m.s⁻¹);

H : profundidad de la columna de agua (m).

En cuanto a la reaireación provocada por el viento, se puede utilizar la expresión siguiente:

$$K_{a,w} = \frac{K_{l,w}}{H} \quad (II.108)$$

Con $K_{l,w}$ es el coeficiente de transferencia de oxígeno debido al viento, y que se obtiene a partir de la siguiente fórmula [Banks y Herrera, 1977]:

$$K_{l,w} = 0.728 U_w^{0.5} - 0.317 U_w + 0.0372 U_w^2 \quad (II.109)$$

Siendo U_w la velocidad del viento a diez metros por encima de la superficie del agua.

Generalmente, la reaireación disminuye con el aumento de la profundidad de la columna de agua. De hecho, cuando más es importante dicha profundidad, el aporte del oxígeno por contacto con la atmósfera se va anulando, lo cual no sería cierto. Razón por la cual *Hydroscience* (1971) creó un valor mínimo para el coeficiente de reaireación atmosférica, $K_{a,min}$, expresado de la forma siguiente:

$$K_{a,min} = \frac{0.6}{H} \quad (II.110)$$

En lo que se refiere a la concentración de saturación del oxígeno en el agua, se define como la concentración que se encuentra en equilibrio con la atmósfera que la rodea y que depende principalmente de la temperatura, la salinidad y la presión [Thomann y Mueller, 1987]. Dicha concentración es dada por la famosa ley de *Henry*:

$$p = H_e C_s \quad (II.111)$$

Donde

p : presión parcial de oxígeno (mm Hg);

H_e : constante de *Henry* (mm Hg. $\text{mg}^{-1} \text{L}^{-1}$);

$$H_e = 16 \frac{M}{T} \frac{p}{C_s} \quad (II.112)$$

Siendo M el peso molecular y T la temperatura en K.

La expresión de la concentración de saturación de oxígeno disuelto en el agua en función de la temperatura y la salinidad se representa de la forma siguiente [García, 1998]:

$$C_s = 14.652 - 0.0841S + T \left[0.0026S - 0.41022 + T \left(\begin{array}{c} 0.007991 - 0.0000374 S \\ -0.000077774 T \end{array} \right) \right] \quad (II.113)$$

3.3.7.2. Fotosíntesis

La tasa de aporte de oxígeno por fotosíntesis de las plantas acuáticas es función del crecimiento de la biomasa de fitoplancton. Asimismo, se considera que la energía utilizada por el fitoplancton en la asimilación de nitrato, en el caso de bajos niveles de amonio en la columna de agua, lleva al aumento de la concentración de oxígeno en el sistema, lo que se puede expresar a través de la siguiente fórmula [García, 1998]:

$$A_f = G_p \times \left(\frac{32}{12} + \frac{48}{14} a_{nc} (1 - P_{NH_4^+}) \right) \times C_{fito} \quad (II.114)$$

Siendo A_f el oxígeno aportado por fotosíntesis.

3.3.7.3. Respiración

El consumo de oxígeno por respiración endógena del fitoplancton se expresa a través de la siguiente fórmula [Tkalich y Sundarambal, 2003]:

$$R_f = K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} a_{oc} C_{fito} \quad (II.115)$$

En donde

R_f : consumo de oxígeno por respiración endógena de fitoplancton;

a_{oc} : ratio oxígeno carbono (mg O. mg⁻¹ C).

3.3.7.4. Oxidación de la materia orgánica carbonosa

El consumo del oxígeno por la oxidación de la materia orgánica se expresa a través de la siguiente ecuación [Thomann y Mueller, 1987; Wool et al., 2001]:

$$D_{DBO} = K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} \quad (II.116)$$

Donde

D_{DBO} : consumo de oxígeno por oxidación de la materia orgánica carbonosa;

K_D : tasa de oxidación de la materia orgánica carbonosa (día⁻¹);

θ_D : coeficiente de temperatura para la oxidación de la materia orgánica carbonosa;

C_{DBOC} : concentración de la materia orgánica carbonosa (mg.L⁻¹);

X_{DBO} : factor de limitación del oxígeno en la oxidación de la materia orgánica carbonosa:

$$X_{DBO} = \frac{C_{OD}}{k_{DBO} + C_{OD}} \quad (II.117)$$

Siendo k_{DBO} la constante de semisaturación para la limitación del oxígeno en la oxidación de la materia orgánica carbonosa (mg O₂. L⁻¹).

3.3.7.5. Nitrificación

El proceso de oxidación del amonio a nitrato origina un consumo del oxígeno disuelto que se suele expresar a través de la siguiente ecuación [García, 1998]:

$$D_{nitri} = \frac{64}{16} K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} \quad (II.118)$$

Siendo D_{nitri} el consumo de oxígeno por el proceso de nitrificación.

3.3.7.6. Demanda de oxígeno por el sedimento

Thomann y Mueller (1987) definieron la demanda de oxígeno por el sedimento (DOS) como resultado de la descomposición de la materia orgánica en el sedimento, expresando el consumo de oxígeno por parte de los sedimentos a través de la siguiente ecuación:

$$DOS = \frac{DSO}{H} \cdot \theta_{DOS}^{(T-20)} \quad (II.119)$$

En donde

DSO : demanda superficial de oxígeno del fondo ($\text{mg O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}$);

H : profundidad (m);

θ_{DOS} : coeficiente de temperatura para la demanda de oxígeno por los sedimentos.

Sin embargo, en la mayoría de los casos, se considera que la producción primaria de fitoplancton en las aguas superficiales es la principal fuente de carbono orgánico inestable para el sedimento [Chau y Jin, 1998]. Las partículas de la zona eufótica se sumergen hacia la interfase agua-sedimento, donde los organismos bénticos degradan rápidamente los compuestos orgánicos inestables presentes en los materiales sedimentados. El carbono de fitoplancton del sedimento aumenta con la sedimentación del fitoplancton, mientras que disminuye a medida que se acumula en los sedimentos (parte del carbono de los sedimentos puede ser enterrado con el tiempo) y que se oxida. La variación del carbono del sedimento con el tiempo se expresa entonces según la siguiente ecuación [Chau y Jin, 1998]:

$$\frac{\partial C_{sed}}{\partial t} = a_{cp} V_{sfito} C_{fito} - \frac{V_{sedi}}{h_{sedi}} C_{C_{sed}} - K_{C_{sed}} C_{C_{sed}} \quad (II.120)$$

En donde

$C_{C_{sed}}$: concentración de carbono de fitoplancton del sedimento ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$);

a_{cp} : ratio carbono fitoplancton ($\text{mg C} \cdot \text{mg}^{-1} \text{CHL-a}$);

V_{sfito} : velocidad de sedimentación del fitoplancton ($\text{m} \cdot \text{día}^{-1}$);

v_{sedi} : tasa de acumulación del sedimento (día^{-1});

h_{sedi} : grueso de la capa de sedimento (m);

K_{Csedi} : tasa de oxidación del carbono de fitoplancton del sedimento (día^{-1}).

Por lo tanto, la DOS se compone por dos partes; una que resulta de la oxidación de carbono de fitoplancton del sedimento (DOS_c) y otra de los otros procesos (DOS_o) [Chau y Jin, 1998]:

$$DOS = DOS_c + DOS_o \quad (II.121)$$

en la que

$$DOS_c = \frac{32 K_{Csedi} C_{Csedi}}{12} \quad (II.122)$$

y

$$DOS_o = DOS_{0.20} (1.047)^{(T-20)} \quad (II.123)$$

Siendo $DOS_{0.20}$ es la demanda de oxígeno por el sedimento entre 0 y 20°C.

Por otra parte, la demanda de oxígeno por el sedimento puede incluir el oxígeno consumido en la oxidación del carbono orgánico así como la de otras sustancias tales como el metano disuelto y el amonio. En 1990, *Di Toro* ha expresado la demanda de oxígeno por el sedimento a través de la modelización de transporte y oxidación del metano (CH_4) y del amonio (NH_4) que se producen por la descomposición bacteriana, o “diagénesis”, de las porciones reactivas del carbono orgánico particulado (COP), que incluye la parte correspondiente al metano, y del nitrógeno orgánico particulado (NOP), presente en el sedimento. *Di Toro* asume que el carbono y el nitrógeno se producen con una misma tasa en una capa homogénea de sedimentos, denominada “capa activa”, de profundidad constante. En la capa activa las concentraciones de la materia orgánica carbonosa particulada, COP , y de la materia orgánica nitrogenada particulada, NOP , pueden expresarse mediante un proceso de primer orden, a través de las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial C_{COP}}{\partial t} = -K_{COP} C_{COP} + F_C \quad (II.124)$$

$$\frac{\partial C_{NOP}}{\partial t} = -K_{NOP} C_{NOP} + F_N \quad (II.125)$$

Siendo

- C_{COP} : concentración de *COP* en el sedimento;
- C_{NOP} : concentración de *NOP* en el sedimento;
- K_{COP} : tasa de descomposición de *COP* en el sedimento;
- K_{NOP} : tasa de descomposición de *NOP* en el sedimento;
- F_C : término de fuente para *COP*;
- F_N : término de fuente para *NOP*.

La demanda de oxígeno por el sedimento, *DOS*, se representa como la suma de las demandas de oxígeno generadas en el sedimento por oxidación de parte carbonosa, *DOSC*, y por nitrificación, *DOSN*:

$$DOS = DOSC + DOSN \quad (II.126)$$

siendo

$$DOSC = P_C \left[1 - \operatorname{sech} \left(\kappa_C \frac{C_{O_2}}{DOS} \right) \right] \quad (II.127)$$

y

$$DOSN = 1.714 J_N \left[1 - \operatorname{sech} \left(\kappa_N \frac{C_{O_2}}{DOS} \right) \right] \quad (II.128)$$

Donde P_C es el flujo de metano disuelto que se genera en la capa anaeróbica de sedimento y se libera en la aeróbica:

$$P_C = \sqrt{2 \kappa_D C_s J_C} \quad \text{si} \quad J_C > 2 \kappa_D C_s \quad (II.129)$$

$$P_C = J_C \quad \text{si} \quad J_C < 2 \kappa_D C_s$$

J_C y J_N son los flujos de diagénesis del carbono y del nitrógeno en el sedimento, y se representan de la forma siguiente:

$$J_C = K_{COP} C_{COP} H = S_C H \quad (II.130)$$

$$J_N = K_{NOP} C_{NOP} H = S_N H \quad (II.131)$$

Y donde

C_{O_2} : concentración del oxígeno disuelto en la columna de agua suprayacente;

κ_C : velocidad de reacción que gobierna la tasa de oxidación de metano;

κ_N : velocidad de reacción que gobierna la tasa de oxidación de amonio;

κ_D : coeficiente de transporte de masa del metano disuelto;

H : profundidad de la capa activa;

C_s : concentración de saturación del metano, calculada en función de la temperatura del agua y la profundidad, mediante la siguiente expresión

[Chapra et al., 2006]:

$$C_s = 100 \left(1 + \frac{H}{10} \right) 1.024^{T-20} \quad (II.132)$$

Los flujos de metano acuoso, metano gaseoso, amoníaco, y nitrógeno en la interfase agua sedimento se expresan a través de las fórmulas siguientes [Mandel y Schultz, 2000]:

$$J_{CH_4aq} = P_C \operatorname{sech} \left(\kappa_C \frac{C_{CO_2}}{DOS} \right) \quad (II.133)$$

$$J_{CH_4g} = J_C - P_C \quad (II.134)$$

$$J_{NH_4} = J_N \operatorname{sech} \left(\kappa_N \frac{C_{CO_2}}{DOS} \right) \quad (II.135)$$

$$J_{N_2} = J_N \left[1 - \operatorname{sech} \left(\kappa_N \frac{C_{CO_2}}{DOS} \right) \right] \quad (II.136)$$

La ecuación del término fuente/sumidero para el oxígeno disuelto, F_{OD} , se expresa de la forma siguiente [Thomann y Mueller, 1987; Tkalic y Sundarambal, 2003]:

$$F_{OD} = \frac{\partial C_{OD}}{\partial t} = K_a \theta_{Ka}^{(T-20)} (C_s - C_{OD}) + G_p \times \left(\frac{32}{12} + \frac{4814}{1412} (1 - P_{NH_4^+}) \right) \times C_{fito} - \frac{32}{12} K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} C_{fito} - K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} - \frac{64}{16} K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} - \frac{DSO}{H} \cdot \theta_{DOS}^{(T-20)} \quad (II.137)$$

3.3.8. Cinética de la materia orgánica

De manera general, la materia orgánica (MO) se expresa a través de la demanda bioquímica carbonosa de oxígeno (DBOC) que se define como la medida de oxígeno disuelto utilizado por los microorganismos en la oxidación bioquímica de la materia orgánica, por lo que es una determinación de uso común en laboratorios de plantas de purificación de agua, y un bioindicador importante para determinar la calidad del agua así como el grado de contaminación orgánica [Wool et al., 2001]. Asimismo, la materia orgánica presente en los desechos descargados en los cuerpos de agua, se ve involucrada en varios procesos que demandan oxígeno; por lo tanto representa un sumidero de oxígeno de las aguas del entorno [Metcalf y Eddy, 1997].

Del mismo modo que el oxígeno disuelto, la cinética de la materia orgánica carbonosa considera una serie de procesos. La concentración de dicha materia aumenta a medida que el fitoplancton y el zooplancton mueren (primer y segundo término de la ecuación II.138 sucesivamente) [Tkalic y Sundarambal, 2003], mientras que se va reduciendo debido al consumo de oxígeno disuelto por oxidación (K_D) así como por sedimentación. La desnitrificación ($k_{denitri}$) a su vez también contribuye a la disminución de dicha concentración [Canu et al., 2003; Tkalic y Sundarambal, 2003; Wool et al., 2001].

Por otra parte, algunos autores como Eppley y Sloan (1965), Hellebust (1966), Sharp (1977) y Lancelot (1979) han puesto de manifiesto la excreción de fitoplancton dado su efecto como proceso que en el cual las algas se descargan fuera de las células algáceas en forma de materia

orgánica disuelta, tal excreción se expresa a través de la siguiente expresión [Nguyen et al., 2010]:

$$e_{fito} = a_{cp} G_p C_{fito} \quad (II.138)$$

Donde e_{fito} es la tasa de excreción de fitoplancton por día.

El término fuente/sumidero, F_{DBOC} , para la demanda bioquímica carbonosa de oxígeno se expresa a través de la ecuación siguiente [Tklich y Sundarambal, 2003; Wool et al., 2001]:

$$F_{DBOC} = \frac{\partial C_{DBOC}}{\partial t} = a_{oc} D_p C_{fito} + a_{oc} D_z Z - K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} - \frac{V_{sd}(1-f_D)}{H} C_{DBOC} - \frac{5}{4} \frac{32}{14} k_{denitri} \theta_{denitri}^{(T-20)} X_{DENIT} C_{NO_3} \quad (II.139)$$

Siendo

D_z : factor de mortalidad de zooplancton (día⁻¹);

V_{sd} : velocidad de sedimentación de la materia orgánica carbonosa (m.día⁻¹);

f_D : fracción de la materia orgánica carbonosa disuelta.

3.3.9. Dinámica del zooplancton

El zooplancton desempeña un papel importante en la dinámica de un ecosistema, como herbívoro que controla las poblaciones de algas y bacterias, como fuente de alimento para los niveles tróficos superiores, así como en la excreción de nutrientes disueltos. Por lo tanto, el análisis de este papel en la distribución y en los flujos de nutrientes dentro de un sistema acuático es fundamental para una gestión eficaz de dicho sistema. El herbivorismo del fitoplancton por parte del zooplancton puede transportar más que el 50% del carbono fijado por la producción primaria a niveles tróficos superiores [Hart et al, 2000; Scavia, 1980]. Asimismo, la importancia de la excreción del zooplancton en la dinámica trófica de los ecosistemas se conoce desde hace años [Vanni, 2002; Wen y Peters, 1994; Sterner, 1986; Ketchum, 1962].

Sin embargo, conforme con lo que se ha comentado anteriormente, no es habitual considerar la dinámica del zooplancton en el modelado de calidad de agua. No obstante, estas dinámicas permiten conseguir una buena representación de la relación presa-depredador entre el fitoplancton y el zooplancton en el sistema acuático, obteniendo así un buen ajuste de la evolución de la población de fitoplancton [Martín Moneris, 1998].

Al igual que el fitoplancton, el término fuente/sumidero correspondiente al zooplancton, F_Z , representa la diferencia entre su velocidad de crecimiento y su velocidad de muerte en el volumen de control considerado [Di Toro et al., 1975]:

$$F_Z = (G_z - D_z) Z \quad (II.140)$$

En cuanto a la mortalidad de zooplancton, incluye dos principales procesos que son la mortalidad por respiración endógena, D_{zr} , y la excreción del mismo, e_{zoo} . El factor de mortalidad de zooplancton, D_z , se expresa entonces del modo siguiente:

$$D_z = e_{zoo} + D_{zr} \quad (II.141)$$

La expresión del término fuente/sumidero para el zooplancton, F_Z , será entonces de la siguiente forma [Di Toro et al., 1975]:

$$F_Z = \frac{\partial Z}{\partial t} = \left(a_z a_{zp} \frac{k_{mpg}}{C_{fito} + k_{mpg}} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} - K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)} - a_{nz} G_z \right) Z \quad (II.142)$$

Por otra parte, y como se ha visto antes con el fitoplancton, Kichi et al. (2007) simularon tres categorías de zooplancton: el zooplancton pequeño, el zooplancton grande, y el zooplancton depredador.

1. La cinética del zooplancton pequeño considera los procesos de herbivorismo del fitoplancton pequeño, consumo por parte del zooplancton grande, consumo por parte del zooplancton depredador, mortalidad y excreción del mismo.

La tasa del consumo de zooplancton pequeño por parte de zooplancton grande, $P_{ZS/ZL}$, se expresa a través de la fórmula siguiente [Kichi et al., 2007]:

$$P_{ZS/ZL} = \max \left[0, C_{g \max LZS} \theta_{CzL}^{(T-20)} \{1 - \exp(\lambda_L (ZS2ZL - Z_S))\} Z_L \right] \quad (II.143)$$

Siendo

max : máximo;

$C_{g \max LZS}$: tasa máxima de consumo del zooplancton pequeño por parte del zooplancton grande;

$\theta_{CzL}^{(T-20)}$: coeficiente de temperatura para el consumo del zooplancton pequeño por parte del zooplancton grande;

λ_L : constante de *Ivlev* del zooplancton grande;

$ZS2ZL$: valor de abundancia del zooplancton grande para consumir el zooplancton pequeño;

Z_S : concentración del zooplancton pequeño;

Z_L : concentración del zooplancton grande.

Mientras que la tasa del consumo de zooplancton pequeño por parte de zooplancton depredador, $P_{ZS/ZP}$, se representa de la siguiente manera [Kichi et al., 2007]:

$$P_{ZS/ZP} = \max \left[0, C_{g \max PZS} \theta_{zP}^{(T-20)} \{1 - \exp(\lambda_P (ZS2ZP - Z_S))\} \exp(-\phi_{ZS} Z_L) Z_P \right] \quad (II.144)$$

Donde

$C_{g \max PZS}$: tasa máxima de consumo del zooplancton pequeño por parte del zooplancton depredador;

$\theta_{CzP}^{(T-20)}$: coeficiente de temperatura para el consumo por parte del zooplancton depredador;

λ_P : constante de *Ivlev* del zooplancton depredador;

$ZS2ZP$: valor de abundancia del zooplancton depredador para consumir el zooplancton pequeño;

ϕ_{ZS} : coeficiente de inhibición de consumo de zooplancton pequeño por parte de zooplancton depredador.

Z_P : concentración del zooplancton depredador.

El término fuente sumidero para el fitoplancton pequeño, F_{ZS} , sería expresado entonces de la siguiente forma:

$$F_{ZS} = \frac{\partial Z_S}{\partial t} = C_{gS} \theta_{zS}^{(T-20)} C_{PS} Z_S - P_{ZS/ZL} - P_{ZS/ZP} - D_{ZS} Z_S - a_{nZS} G_{ZS} Z_S \quad (II.145)$$

En donde

C_{gS} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton pequeño;

θ_{zS} : coeficiente de temperatura para el herbivorismo por parte del zooplancton pequeño;

C_{PS} : concentración de fitoplancton pequeño;

D_{ZS} : tasa de mortalidad del zooplancton pequeño;

a_{nZS} : ratio nitrógeno carbono de zooplancton pequeño;

G_{ZS} : tasa de crecimiento de zooplancton pequeño.

2. En cuanto al zooplancton grande, se suelen tener en cuenta los procesos de herbivorismo del fitoplancton pequeño, herbivorismo del fitoplancton grande, consumo del zooplancton pequeño, consumo por parte del zooplancton depredador, mortalidad y excreción del mismo.

La tasa del consumo de zooplancton grande por parte de zooplancton depredador, $P_{ZL/ZP}$, se expresa de la forma siguiente [Kichi et al., 2007]:

$$P_{ZL/ZP} = \max \left[0, C_{g \max PZL} \theta_{zP}^{(T-20)} \left\{ 1 - \exp(-\lambda_P (ZL2ZP - Z_L)) \right\} Z_P \right] \quad (II.146)$$

Donde

$C_{g \max PZL}$: tasa máxima de consumo del zooplancton grande por parte del zooplancton depredador;

$ZL2ZP$: valor de abundancia del zooplancton depredador para consumir el zooplancton grande.

El término fuente sumidero para el fitoplancton grande, F_{ZL} , se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$F_{ZL} = \frac{\partial Z_L}{\partial t} = C_{gL} \theta_{zL}^{(T-20)} C_{PS} Z_L + C_{gL} \theta_{zL}^{(T-20)} C_{PL} Z_L + P_{ZS/ZL} - P_{ZL/ZP} - D_{ZL} Z_L - a_{nZL} G_{ZL} Z_L \quad (II.147)$$

En donde

- C_{gL} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton grande;
- θ_{zL} : coeficiente de temperatura para el herbivorismo por parte del zooplancton grande;
- C_{PS} : concentración de fitoplancton pequeño;
- C_{PL} : concentración de fitoplancton grande;
- D_{ZL} : tasa de mortalidad del zooplancton grande;
- a_{nZL} : ratio nitrógeno carbono de zooplancton grande;
- G_{ZL} : tasa de crecimiento de zooplancton grande.

3. Finalmente para el zooplancton depredador, el herbivorismo del fitoplancton grande, el consumo del zooplancton pequeño, el consumo del zooplancton grande, la mortalidad y la excreción del mismo, son los procesos implicados en la cinética de esta categoría.

El término fuente sumidero para el fitoplancton depredador, F_{ZP} , se expresara de la forma siguiente:

$$F_{ZP} = \frac{\partial Z_P}{\partial t} = C_{gP} \theta_{zP}^{(T-20)} C_{PS} Z_P + C_{gP} \theta_{zP}^{(T-20)} C_{PL} Z_P + P_{ZL/ZP} - D_{ZP} Z_P - a_{nZP} G_{ZP} Z_P \quad (II.148)$$

Siendo

- C_{gP} : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton depredador;
- θ_{zP} : coeficiente de temperatura para el herbivorismo por parte del zooplancton depredador;
- D_{ZP} : tasa de mortalidad del zooplancton depredador;
- a_{nZP} : ratio nitrógeno carbono de zooplancton depredador;

G_{ZP} : tasa de crecimiento de zooplancton depredador.

3.3.10. Dinámica de bacterioplancton

Las bacterias juegan un papel crucial en los ciclos geoquímicos y los procesos de eutrofización a través de la descomposición, la remineralización, la absorción de nutrientes y la producción de biomasa dentro de un medio acuático [Cole et al, 1988; Seki, 1992].

Autores como Coveney (1982) estimaron que el bacterioplancton se alimenta, de un 50%, de subproductos algales. A su vez, las bacterias heterótrofas son responsables del consumo de un 30% del material excretado por el fitoplancton [Iturriaga y Zsolnay, 1983]. Por otra parte, diversos estudios han indicado que las bacterias y el fitoplancton compiten por los nutrientes inorgánicos en aguas marinas. La absorción de los nutrientes por el bacterioplancton ha sido modelada en varios estudios [Anderson y le B. Williams, 1998; Delhez, 1998]. La liberación de la materia orgánica por parte del fitoplancton estimula la incorporación de compuestos carbonados y nutrientes en las comunidades bacterianas heterotróficas [Fuhrman, 1991].

Para su crecimiento, las bacterias asimilan el carbono orgánico disuelto y el amonio. En la cinética del bacterioplancton se suelen considerar los procesos de pérdida debido al efecto la radiación solar, así como la sedimentación.

El término fuente/sumidero para el bacterioplancton, F_B , se representa de la forma siguiente [Chapra, 1997]:

$$F_B = \frac{\partial C_B}{\partial t} = (G_B - D_B - K_{iB} - K_{sB}) C_B \quad (II.149)$$

En donde

C_B : concentración de bacterioplancton (mg.L⁻¹);

G_B : tasa de crecimiento del bacterioplancton (día^{-1});

D_B : tasa de mortalidad y respiración del bacterioplancton (día^{-1});

K_{iB} : tasa de pérdida debido a la radiación solar (día^{-1});

K_{sB} : tasa de sedimentación del bacterioplancton (día^{-1}).

A continuación se desarrolla la descripción de los procesos que componen la ecuación anterior.

3.3.10.1. Crecimiento del bacterioplancton

El crecimiento de las bacterias depende del suministro de alimentos. La relación entre la tasa de crecimiento del bacterioplancton y la concentración del sustrato puede ser definida a través de la siguiente fórmula, conocida también como función de *Michaelis-Menten* [Chapra, 1997; Bissett et al., 1999]:

$$G_B = G_{B.mt} \frac{C_{sub}}{k_{mB} + C_{sub}} \quad (II.150)$$

Siendo

C_{sub} : concentración del sustrato (mg.L^{-1});

k_{mB} : constante de semisaturación para el bacterioplancton (mg.L^{-1});

$G_{B.mt}$: tasa de crecimiento del bacterioplancton que depende de la temperatura y se expresa mediante la siguiente ecuación [Bissett et al., 1999; Walsh y Dieterle, 1994]:

$$G_{B.mt} = G_{B.max} \exp^{0.092 (T - 27)} \quad (II.151)$$

En la que $G_{B.max}$ es la tasa máxima de crecimiento del bacterioplancton.

Se asume que el crecimiento de la biomasa bacteriana está limitado por la disponibilidad del carbono orgánico disuelto y de las formas disueltas de nitrógeno orgánico e inorgánico [Wheeler y Kirchman, 1986; Thingstad, 1987; Fuhrman et al., 1989; Kirchman et al., 1990; Pomeroy et al., 1995].

$$G_B = G_{B.C} + G_{B.N} \quad (II.152)$$

El carbono asimilado para el crecimiento bacteriano, C_{CB} , incluye el carbono orgánico disuelto inestable y el carbono orgánico particulado detrítico. La tasa de crecimiento del bacterioplancton, limitada por el carbono, $G_{B.C}$, se describe de la forma siguiente [Bissett et al., 1999a]:

$$G_{B.C} = G_{B.mt} \frac{CODL + COPD}{k_{mBC} + CODL + COPD} \quad (II.153)$$

Donde

$CODL$: concentración del carbono orgánico disuelto (mg C. L⁻¹);

$COPD$: concentración del carbono orgánico particulado detrítico (mg C. L⁻¹);

k_{mBC} : constante de semisaturación para el consumo de carbono por el bacterioplancton (mg C. L⁻¹).

La ecuación del estado para el carbono asimilado por el bacterioplancton se presenta del modo siguiente [Thingstad, 1987; Faure et al., 2010]:

$$\frac{\partial C_{CB}}{\partial t} = V_{CB} NB - R_B - \frac{P_B C_B}{NB} \quad (II.154)$$

en donde

$$V_{CB} = V_{CODL}^B + V_{COPD}^B \quad (II.155)$$

con

$$V_{CODL}^B = (1 - f_{B.C}) \max V_{CODL}^B \left[\frac{\max Q_{CB} - Q_{CB}}{\max Q_{CB} - \min Q_{CB}} \right] \left(\frac{CODL}{CODL + k_{mBC}} \right) \quad (II.156)$$

y

$$V_{COPD}^B = f_{B.C} \max V_{CODL}^B \left[\frac{\max Q_{CB} - Q_{CB}}{\max Q_{CB} - \min Q_{CB}} \right] \left(\frac{CODL}{CODL + k_{mBC}} \right) \quad (II.157)$$

y donde

$$P_B = G_{B.mt} (1 - f) NB \quad (II.158)$$

con

$$f = \max \left(\frac{\min Q_{CB}}{Q_{CB}}, \frac{\min Q_{NB}}{Q_{NB}} \right) \quad (II.159)$$

y

$$R_B = \rho_B^g P_{BC} + \rho_B^r (Q_{CB} - \min Q_{CB}) \quad (II.160)$$

con

$$P_{BC} = P_B Q_{CB} \quad (II.161)$$

Siendo

C_{CB} : concentración del carbono asimilado por el bacterioplancton;

V_{CB} : consumo específico del carbono por el bacterioplancton;

NB : número de células bacterianas;

R_B : respiración bacteriana;

P_B : producción bacteriana;

V_{CODL}^B : consumo específico de carbono orgánico disuelto inestable;

V_{COPD}^B : consumo específico de carbono orgánico particulado detrítico;

$f_{B,C}$: fracción de consumo de carbono de bacteria en la materia orgánica particulada;

$\max V_{CODL}^B$: tasa máxima de consumo específico de carbono orgánico disuelto inestable;

Q_{CB} : cuota celular de carbono de las bacterias;

$\max Q_{CB}$: cuota celular máxima de carbono de las bacterias;

$\min Q_{CB}$: cuota celular mínima de carbono de las bacterias;

ρ_B^g : factor de proporcionalidad entre el carbono incorporado y respirado para el crecimiento;

ρ_B^r : fracción del exceso de carbono respirado;

P_{BC} : producción de carbono bacteriano.

En cuanto al nitrógeno asimilado para el crecimiento bacteriano, C_{NB} , se suele considerar tanto el nitrógeno orgánico disuelto inestable, como el amonio [Fenchel y Blackburn, 1979; Goldman et al., 1987]. La tasa de crecimiento del bacterioplancton limitado por el nitrógeno, $G_{B,N}$, se define a través de la siguiente ecuación [Bissett et al., 1999a; Faure et al., 2010]:

$$G_{B.N} = G_{B.mt} \frac{NODL + C_{NH_4^+} + NOPD}{k_{mBN} + NODL + C_{NH_4^+} + NOPD} \quad (II.162)$$

En donde

$NODL$: concentración del nitrógeno orgánico disuelto inestable (mg N. L⁻¹);

$NOPD$: concentración del nitrógeno orgánico particulado detrítico (mg N. L⁻¹);

k_{mBN} : constante de semisaturación para el consumo de nitrógeno por el bacterioplancton (mg N. L⁻¹).

La ecuación del estado para el nitrógeno asimilado por el bacterioplancton se describe de la siguiente forma [Thingstad, 1987; Faure et al., 2010]:

$$\frac{\partial C_{NB}}{\partial t} = V_{NB} NB - \frac{P_B C_N}{NB} \quad (II.163)$$

donde

$$V_{NB} = (1 - coef_B) V_{NODL}^B + coef_B V_{NH_4}^B + V_{NOPD}^B \quad (II.164)$$

con

$$V_{NODL}^B = (1 - f_{B.N}) \max V_{NODL}^B \left[\frac{\max Q_{NB} - Q_{NB}}{\max Q_{NB} - \min Q_{NB}} \right] \left(\frac{NODL}{NODL + k_{mBN}} \right) \quad (II.165)$$

y

$$V_{NH_4}^B = (1 - f_{B.N}) \max V_{NH_4}^B \left[\frac{\max Q_{NB} - Q_{NB}}{\max Q_{NB} - \min Q_{NB}} \right] \left(\frac{C_{NH_4^+}}{C_{NH_4^+} + k_{mBN}} \right) \quad (II.166)$$

y

$$V_{NOPD}^B = f_{B.N} \left(coef_B V_{NODL}^B + (1 - coef_B) V_{NH_4}^B \right) \quad (II.167)$$

Siendo

C_{NB} : concentración del nitrógeno asimilado por el bacterioplancton;

V_{NB} : consumo específico del nitrógeno por el bacterioplancton;

NB : número de células bacterianas;

$coef_B$: coeficiente de consumo de amonio/consumo de nitrógeno orgánico disuelto inestable;

V_{NODL}^B : consumo específico de nitrógeno orgánico disuelto inestable;

$V_{NH_4}^B$: consumo específico de amonio;

V_{NOPD}^B : consumo específico de nitrógeno orgánico particulado detrítico;

$f_{B,N}$: fracción de consumo de nitrógeno de bacteria en la materia orgánica particulada;

$\max V_{NODL}^B$: tasa máxima de consumo específico de nitrógeno orgánico disuelto inestable;

$\max V_{NH_4}^B$: tasa máxima de consumo específico de amonio;

Q_{NB} : cuota celular de nitrógeno de las bacterias;

$\max Q_{NB}$: cuota celular máxima de nitrógeno de las bacterias;

$\min Q_{NB}$: cuota celular mínima de nitrógeno de las bacterias.

3.3.10.2. Pérdida del bacterioplancton

Chapra (1997) describió la pérdida del bacterioplancton a través de tres principales procesos incluyendo la mortalidad y respiración, la pérdida debido a la radiación solar, y la sedimentación. Donde la tasa de pérdida total de bacterias, L_B , se describe de la manera siguiente:

$$L_B = D_B + K_{iB} + K_{sB} \quad (II.168)$$

El primer sumando de la ecuación anterior puede ser expresado en función de la salinidad y temperatura del agua, mediante la siguiente expresión [*Mancini, 1978; Thomann y Mueller, 1987*]:

$$D_B = (0.8 + 0.006 P_s) \theta_{DB}^{T-20} \quad (II.169)$$

Siendo P_s el porcentaje de agua salada y θ_{DB} es el coeficiente de temperatura para la mortalidad del bacterioplancton. Cuando la salinidad del agua, S , toma un valor entre 30 y 35 g. L⁻¹, la ecuación anterior se escribía entonces según la forma siguiente:

$$D_B = (0.8 + 0.02 S) \theta_{DB}^{T-20} \quad (II.170)$$

En cuanto a la pérdida del bacterioplancton debido al efecto de la luz solar, se puede representar según la siguiente fórmula [Thomann y Mueller, 1987]:

$$K_{iB} = \alpha \bar{I} \quad (II.171)$$

Donde

α : constante de proporcionalidad;

\bar{I} : promedio de energía lumínica.

La intensidad lumínica puede ser expresada a través de la ecuación de Beer-Lambert (ecuación II.38). El promedio de energía lumínica puede ser descrito mediante la ecuación siguiente:

$$\bar{I} = \frac{\int_0^H I_0 e^{-k_e z} dz}{H} = \frac{I_0}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) \quad (II.172)$$

La ecuación II.171 será entonces escrita de la siguiente manera:

$$K_{iB} = \frac{\alpha I_0}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) \quad (II.173)$$

Y por último, la sedimentación del bacterioplancton depende de la cantidad de organismos que se encuentran agregados a las partículas, excluyendo la parte de bacterias que flotan libremente, ya que la cantidad total de bacterias se define según la ecuación siguiente [Chapra, 1997]:

$$N = N_w + N_p \quad (II.174)$$

En donde

N : concentración total de bacterias;

N_w : concentración de bacterias que flotan libremente;

N_p : concentración de bacterias agregadas a las partículas.

La cantidad de bacterias adheridas a las partículas se expresa como una concentración de masa específica, r (unidades/g), por lo que la concentración de volumen específico en partículas se expresa de la forma siguiente:

$$N_p = 10^{-4} r m \quad (II.175)$$

Siendo m la concentración de sólidos en suspensión. El factor 10^{-4} se incluye para convertir el volumen a 100 mL.

La tendencia de las bacterias a adherirse a partículas también puede ser representada mediante el coeficiente de partición lineal, k_d :

$$k_d = 10^{-4} \frac{r}{N_w} \quad (II.176)$$

Cuando la velocidad de agregación de las bacterias a las partículas es alta, se asume un equilibrio del proceso que se puede representar a través de la siguiente ecuación:

$$N = N_w + k_d m N_w \quad (II.177)$$

donde

$$N_w = F_w N \quad (II.178)$$

y F_w es la fracción de bacterias que flotan libremente:

$$F_w = \frac{1}{1 + k_d m} \quad (II.179)$$

Substituyendo la ecuación II.179 en la ecuación II.174, se obtiene:

$$N_p = f_b N \quad (II.180)$$

Siendo f_b la fracción de bacterias adheridas:

$$f_b = \frac{k_d m}{1 + k_d m} \quad (II.181)$$

La tasa de sedimentación del bacterioplancton sería entonces expresada según la siguiente fórmula:

$$K_{sB} = f_b \frac{V_{sPB}}{H} \quad (II.182)$$

Siendo V_{sPB} la velocidad de sedimentación de las partículas.

Con todo ello, la pérdida total del bacterioplancton se representa a través de la siguiente ecuación [Chapra, 1997]:

$$L_B = (0.8 + 0.02S) 1.07^{T-20} + \frac{\alpha I_0}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) + f_b \frac{V_{sPB}}{H} \quad (II.183)$$

La expresión final del término fuente sumidero, F_B , para el bacterioplancton será expresada de la manera siguiente:

$$F_B = \frac{\partial C_B}{\partial t} = \left[G_{B,mt} \frac{C_{sub}}{k_{mB} + C_{sub}} - (0.8 + 0.02S) \theta_{DB}^{T-20} - \frac{\alpha I_0}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) - f_b \frac{V_{sPB}}{H} \right] C_B \quad (II.184)$$

3.3.11. Cinética del detritus

El detritus representa la materia orgánica particulada presente en la columna de agua. Su concentración aumenta debido a la muerte del fitoplancton y del zooplancton [Cole y Buchak, 1995; Fiechter et al., 2009], así como a la excreción del zooplancton [Orlob, 1983] que depende, a su vez, de la asimilación del fitoplancton. Por otro lado, cuando el detritus se descompone, se convierte en una fuente de nitrógeno, fósforo y carbono, un proceso conocido como remineralización por bacterias. La sedimentación del detritus hacia el fondo también se suele tener en cuenta ya que las partículas detríticas pueden agregarse juntas y salir fuera de la

capa de mezcla, acumulándose en el sedimento y formando asimismo una fuente de nutrientes [Cole y Buchak, 1995; Giraud, 2006; Fiechter et al., 2009].

En la ecuación siguiente se reflejan los procesos mencionados [Cole y Buchak, 1995; Fiechter et al., 2009; Orlob, 1983]:

$$F_{det} = \frac{\partial C_{det}}{\partial t} = D_p C_{fito} + D_z Z + G_z Z - K_{r,min, det} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} - \frac{V_{s, det}}{H} C_{det} \quad (II.185)$$

Siendo

F_{det} : término fuente/sumidero para el detritus;

C_{det} : concentración del detritus ($mg.L^{-1}$);

$K_{r,min, det}$: tasa de remineralización del detritus ($día^{-1}$);

θ_{det} : coeficiente de temperatura para el detritus;

$V_{s, det}$: velocidad de sedimentación del detritus ($m.día^{-1}$).

La ecuación general anterior se ve modificada por algunos autores que consideran dos grupos de detritus en el modelado del mismo: el detritus pequeño (partículas de tamaño inferior a $10\mu m$), D_s , y el detritus grande, D_l [Edwards, 2001; Koné et al., 2005; Fennel et al., 2006]. En este caso se suelen considerarse los procesos de agregación del fitoplancton al detritus pequeño, que genera detritus de mayor tamaño, contribuyendo al aumento de la concentración del detritus grande.

Los términos fuente/sumidero correspondientes a ambos grupos de detritus se representan de la forma siguiente [Fennel et al., 2006]:

$$F_{D_s} = \frac{\partial C_{D_s}}{\partial t} = (1 - a_z) G_z Z + D_z Z^2 + D_p C_{fito} - \tau (C_{D_s} + C_{fito}) C_{D_s} - K_{r, min D_s} \theta_{D_s}^{(T-20)} C_{D_s} - \frac{V_{s, D_s}}{H} C_{D_s} \quad (II.186)$$

$$F_{D_l} = \frac{\partial C_{D_l}}{\partial t} = \tau (C_{D_s} + C_{fito})^2 - K_{r, min D_l} \theta_{D_l}^{(T-20)} C_{D_l} - \frac{V_{s, D_l}}{H} C_{D_l} \quad (II.187)$$

Donde

F_{D_s} : término fuente/sumidero para el detritus pequeño;

F_{D_l} : término fuente/sumidero para el detritus grande;

C_{D_s} : concentración del detritus pequeño (mg.L^{-1});

C_{D_l} : concentración del detritus grande (mg.L^{-1});

$K_{r \min D_s}$: tasa de remineralización del detritus pequeño (día^{-1});

$K_{r \min D_l}$: tasa de remineralización del detritus grande (día^{-1});

θ_{D_s} : coeficiente de temperatura para el detritus pequeño;

θ_{D_l} : coeficiente de temperatura para el detritus grande;

V_{sD_s} : velocidad de sedimentación del detritus pequeño (m.día^{-1});

V_{sD_l} : velocidad de sedimentación del detritus grande (m.día^{-1});

τ : factor de agregación.

Dada la habitual abundancia de vida acuática en las lagunas litorales, la concentración de detritus en dichos medios suele ser un factor no despreciable. Por lo que, la consideración de este último resulta ser ineludible cuando se requiere estudiar los fenómenos de eutrofización de dichos ecosistemas.

3.3.12. Cinética del metal activo total

Varios estudios incluyen el efecto de la degradación del denominado metal activo total [Park et al., 2000; Hipsey et al., 2006] que representa la suma de las concentraciones de hierro y manganeso, metales presentes en las aguas y que se oxidan en la presencia del oxígeno. En los estuarios por ejemplo, el hierro y el manganeso existen en formas particuladas y disueltas dependiendo de la concentración del oxígeno disuelto. En aguas oxigenadas, la mayor parte del hierro y del manganeso se encuentra en forma de macropartículas, mientras que bajo condiciones anóxicas estos elementos se disuelven formando sulfuros y carbonatos en fase sólida. La

ecuación que expresa el término fuente sumidero, F_{MAT} , para el metal activo total se representaría entonces del modo siguiente [Park et al., 2000]:

$$F_{MAT} = \frac{\partial C_{MAT}}{\partial t} = \frac{C_{ODHM}}{C_{ODHM} + C_{OD}} \frac{K_{MAT}}{H} e^{\theta_{MAT}(\tau-20)} + \frac{V_{sMp}}{H} C_{MATp} + \frac{W_{MAT}}{V} \quad (II.188)$$

en la que

$$C_{MATp} = C_{MAT} - C_{MATd} \quad (II.189)$$

y

$$C_{MATd} = \min [C_{MATd_{mx}} \exp(-k_{ODMAT} C_{OD}), C_{MAT}] \quad (II.190)$$

Siendo

C_{MAT} : concentración del metal activo total;

C_{ODHM} : concentración del oxígeno disuelto cuando la liberación del metal activo total es la mitad de la tasa de liberación anóxica;

K_{MAT} : tasa de liberación anóxica del metal activo total;

θ_{MAT} : coeficiente de temperatura para el metal activo total;

V_{sMp} : velocidad de sedimentación del metal particulado;

C_{MATp} : concentración del metal activo total particulado;

W_{MAT} : aportes externos del metal activo total;

V : volumen del cuerpo de agua receptor;

C_{MATd} : concentración del metal activo total disuelto;

$C_{MATd_{mx}}$: solubilidad del metal activo total bajo condiciones anóxicas;

k_{ODMAT} : constante que relaciona la solubilidad del metal activo total con la concentración del oxígeno disuelto.

A continuación se describen los procesos que se suelen considerar para la simulación tanto del hierro como del manganeso.

3.3.12.1. Cinética de hierro

Se asume que el hierro es el principal nutriente limitante para el de crecimiento de fitoplancton en el 30% del océano, donde se encuentran altas concentraciones de nitratos durante todo el año [De Baar et al., 2005;

Boyd et al., 2007]. Existen también varias referencias que ponen de manifiesto la importancia de esta sustancia en los procesos que se desarrollan en las lagunas litorales [*Viaroli et al., 2005; Sakka et al., 1999*].

A escala fisiológica, la limitación del hierro reduce las tasas de fijación de CO₂ y de asimilación del nitrógeno inorgánico por el fitoplancton, limitando la capacidad de las reacciones luminosas de fotosíntesis a proporcionar energía (adenosina-5'-trifosfato), y reduciendo los equivalentes (nicotinamida adenina dinucleótido fosfato) necesarios para estos procesos [*Geider y La Roche, 1994*]. Esto es especialmente debido a una reducción en la cuota celular de los componentes, de la cadena de transporte de electrones fotosintéticos, que contienen el hierro y que constituyen la fracción más importante de hierro celular en las células de hierro limitante [*Strzepek y Harrison, 2004*].

Por otro lado, el hierro es común liberado de los sedimentos anóxicos y puede influir en la dinámica de nutrientes en numerosos embalses a través de la adsorción y la sedimentación. También puede contribuir al agotamiento de oxígeno disuelto [*Cole y Buchak, 1995*]. Sin embargo, generalmente, el efecto de oxidación de los metales no se suele incluir en la cinética de oxígeno debido a que estos procesos son generalmente de 2 a 3 órdenes de magnitud menores que los que se observan en las variaciones de oxígeno debido a la mineralización de la materia orgánica o la fotosíntesis [*Hipsey et al., 2006*].

Hipsey (2006) se interesó en el estudio de dos formas de hierro, el ión ferroso Fe²⁺ y el hierro total *FeT*. La ecuación que expresa la variación de Fe²⁺ con el tiempo tiene la forma siguiente [*Hipsey et al., 2006*]:

$$\frac{\partial C_{Fe^{2+}}}{\partial t} = K_{FeR} \theta_{FeR}^{(T-20)} \frac{k_{FeR}}{k_{FeR} + C_{OD}} (C_{FeT} - C_{Fe^{2+}}) - K_{FeO} \theta_{FeO}^{(T-20)} \frac{C_{OD}}{k_{FeO} + C_{OD}} C_{Fe^{2+}} + f_{Fe^{2+}}^{DSF} \quad (II.191)$$

Siendo

$C_{Fe^{2+}}$: concentración de Fe²⁺ (mg.L⁻¹);

C_{FeT} : concentración del hierro total, incluyendo Fe^{2+} y Fe^{3+} ($mg.L^{-1}$);
 K_{FeR} : tasa máxima de reducción de Fe^{3+} a $20^{\circ}C$ ($día^{-1}$);
 θ_{FeR} : coeficiente de temperatura para la reducción de Fe^{3+} ;
 k_{FeR} : constante de semisaturación para la reducción de Fe^{3+} ($mg.L^{-1}$);
 K_{FeO} : tasa máxima de oxidación de hierro a $20^{\circ}C$ ($día^{-1}$);
 θ_{FeO} : coeficiente de temperatura para la oxidación de hierro;
 k_{FeO} : constante de semisaturación para la oxidación de hierro ($mg.L^{-1}$);
 $f_{Fe^{2+}}^{DSF}$: liberación del hierro por los sedimentos, y se expresa según la fórmula siguiente:

$$f_{Fe^{2+}}^{DSF} = S_{Fe} \left[\frac{k_{OD-Fe}}{k_{OD-Fe} + C_{OD}} + \frac{|pH-7|}{k_{pH-Fe} + |pH-7|} \right] \frac{1}{H} \quad (II.192)$$

Donde

S_{Fe} : tasa de liberación de hierro ($mg.m^{-2}.día^{-1}$);
 k_{OD-Fe} : coeficiente de semisaturación para la liberación del hierro de acuerdo con el oxígeno disuelto en la capa por encima de los sedimentos ($mg.L^{-1}$);
 k_{pH-Fe} : coeficiente de semisaturación para la liberación del hierro de acuerdo con el pH en la capa por encima de los sedimentos.

La ecuación del hierro total incluye los flujos de resuspensión y de sedimentación, así como el flujo de sedimentos procedente del componente disuelto [Hipsey et al., 2006]:

$$\frac{\partial C_{FeT}}{\partial t} = f_{FeT}^{RSF} + f_{Fe^{2+}}^{DSF} + \frac{V_{sFe}}{H} (C_{FeT} - C_{Fe^{2+}}) \quad (II.193)$$

En la que f_{FeT}^{RSF} es la resuspensión del hierro total por corrientes y oleaje [Herzfeld y Hamilton, 2000]:

$$f_{FeT}^{RSF} = \alpha_{Fe} \left[\frac{\tau - \tau_{CFe}}{\tau_{ref}} \right] \frac{1}{H} \quad (II.194)$$

Donde

α_{Fe} : constante de velocidad de resuspensión para el hierro ($mg. m^{-2}.día^{-1}$);

τ : tensión de corte ($\tau = \rho_w u_*^2$), siendo ρ_w la densidad del agua y u_* la velocidad de corte en la columna de agua [Hipsey et al., 2006];

τ_{CFe} : tensión crítica de corte para el hierro particulado (N.m^{-2});

τ_{ref} : tensión de corte de referencia, normalmente fijada a 1 N.m^{-2} [Rubio, 2009].

Por su parte, Cole y Buchak (1995) a través de los procesos de adsorción y sedimentación, definieron la sedimentación del hierro total como proceso de orden cero mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial C_{Fe}}{\partial t} = K_{sFe} \theta_{Fe}^{(T-20)} A_s - \frac{V_{sFe}}{H} C_{Fe} \quad (\text{II.195})$$

Donde

K_{sFe} : tasa de sedimentación del hierro (día^{-1});

θ_{Fe} : coeficiente de temperatura para el hierro;

A_s : área de sedimentación (m^2);

V_{sFe} : velocidad de sedimentación del hierro (m.día^{-1});

C_{Fe} : concentración del hierro total (mg.L^{-1}).

La modelización del hierro incluye dos compartimentos: el hierro disuelto, Fe_d , y el hierro biodisponible incorporado en las células del fitoplancton, Fe_p . La incorporación del hierro disuelto al fitoplancton se suele expresar como una función potencial de la concentración local del mismo [Fiechter et al., 2009]. Por otra parte, una fracción (f_{rem}) del hierro asociado al fitoplancton vuelve al compartimento disuelto como resultado de la mortalidad de este último y de los procesos de herbivorismo, asumiendo que el resto es exportado inmediatamente del sistema.

En cuanto a la absorción de hierro por el fitoplancton, cabe señalar que no es una simple función de las concentraciones disueltas disponibles, ni ocurre simplemente en proporción con la absorción y pérdida del macronutriente. Sunda y Huntsman (1995) demostraron que para una gama de grupos algáceos costeros y oceánicos los cocientes de hierro celular/carbono no son constantes y pueden, bajo condiciones ricas de

hierro, alcanzar 30 veces lo que se necesita para el crecimiento máximo. Por otra parte, es evidente que el potencial de las células para absorber y almacenar el exceso de hierro, en condiciones repletas de nutrientes, tiene un eventual impacto para la supervivencia en medios caracterizados por entradas episódicas o discontinuas de nutrientes.

Asimismo, la limitación del hierro al crecimiento del fitoplancton se basa en el ratio local $Fe:C$ del fitoplancton en lugar de la concentración local del hierro disuelto [Sunda y Huntsman, 1995]. Esta aproximación tiene la ventaja de obtener la variación espacial y temporal del ratio $Fe:C$ calculado directamente las concentraciones locales del hierro disuelto y del fitoplancton, en vez de tratar el ratio $Fe:C$ como constante [Leonard et al., 1999; Archer y Johnson, 2000] o parametrizado basándose sobre los términos de limitación de hierro y de luz [Aumont et al., 2003].

Los términos fuente sumidero para el hierro disuelto, F_{Fe_d} , y para el hierro biodisponible incorporado en las células del fitoplancton, F_{Fe_p} , se expresan a través de las siguientes ecuaciones [Fiechter et al., 2009]:

$$F_{Fe_d} = \frac{\partial C_{Fe_d}}{\partial t} = C_{Fe_p} \left(f_{rem} \left(\frac{C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} Z}{C_{fito}} + \sigma_d \right) - X_{Fe} \right) - L_{Fe} \quad (II.196)$$

$$F_{Fe_p} = \frac{\partial C_{Fe_p}}{\partial t} = C_{Fe_p} \left(X_{Fe} - \frac{C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} Z}{C_{fito}} - \sigma_d \right) + L_{Fe} \quad (II.197)$$

Siendo

C_{Fe_d} : concentración del hierro disuelto;

C_{Fe_p} : concentración del hierro biodisponible incorporado en las células del fitoplancton;

f_{rem} : fracción de remineralización del hierro;

σ_d : tasa de envejecimiento del fitoplancton;

X_{Fe} : factor de limitación del hierro al crecimiento del fitoplancton;

L_{Fe} : tasa de consumo de hierro por parte del fitoplancton.

La tasa de consumo de hierro por parte del fitoplancton se expresa mediante la siguiente ecuación [Sunda y Huntsman, 1995; Fiechter et al., 2009]:

$$L_{Fe} = \frac{R_0 - R}{t_{Fe}} a_{cn} C_{fito} \quad (II.198)$$

en la que

$$R_0 = b C_{Fe_d}^a \quad (II.199)$$

y

$$R = \frac{C_{Fe_p}}{a_{cn} C_{fito}} \quad (II.200)$$

Donde

a_{cn} : ratio carbono nitrógeno (mg C. mg⁻¹ N);

R_0 : ratio hierro carbono estimado empíricamente;

R : ratio hierro carbono determinado a partir de las concentraciones analizadas experimentalmente;

t_{Fe} : aporte de hierro a escala de tiempo;

b : coeficiente empírico del ratio hierro carbono (64 (mol C. m⁻³)⁻¹);

a : potencia empírica del ratio hierro carbono (0,6).

En cuanto al factor de limitación del hierro al crecimiento del fitoplancton, X_{Fe} , se representa a través de la siguiente expresión [Loukos et al., 1997]:

$$X_{Fe} = \frac{C_{FeT}}{C_{FeT} + k_{mFe}} \quad (II.201)$$

En donde K_{mFe} es la constante de semisaturación para el hierro (mg Fe.L⁻¹).

3.3.12.2. Cinética de manganeso

El manganeso es el quinto elemento más abundante en la corteza de la Tierra, y es un elemento esencial micronutrientes para la mayoría de los organismos: está presente en el fotosistema de todos los organismos fotosintéticos y se puede encontrar también en numerosas enzimas y otras

proteínas [Crowley et al. 2000; Sigel y Sigel, 2000]. De igual manera que con el hierro, el término de limitación del manganeso al crecimiento del fitoplancton se expresa a través de siguiente fórmula:

$$X_{Mn} = \frac{C_{MnT}}{K_{mMn} + C_{MnT}} \quad (II.202)$$

Siendo

X_{Mn} : factor de limitación del manganeso al crecimiento del fitoplancton;

C_{MnT} : concentración del manganeso total (mg.L⁻¹);

K_{mMn} : constante de semisaturación para el manganeso (mg Mn. L⁻¹).

En las aguas marinas, el manganeso se produce tanto en forma particulada como disuelta. Las formas particuladas predominantes son la de Mn (IV), estando también presente el Mn (III). Bajo condiciones anaeróbica el manganeso particulado tiende a ser reducido a Mn (II), que es soluble en el agua del mar [Tebo et al., 2007]. Mn (II) aumenta en gran medida en sedimentos anaeróbicos y se libera hacia la columna de agua aeróbica [Burdige, 1993; Thamdrup, 2000] donde es inestable y tiende a ser oxidado a manganeso particulado [Stumm y Morgan, 1993]. La oxidación de Mn (II) en aguas marinas es un proceso autocatalítico [Sung y Morgan, 1981], que se produce a un ritmo muy lento [Von Langen et al., 1996]. Las bacterias y los hongos pueden mejorar este proceso de oxidación [Tebo, 1991; Tebo et al., 2005].

La modelación del manganeso se hace de manera similar a la del hierro, considerando dos formas, el ión manganeso Mn^{2+} y el manganeso total MnT . La ecuación de Mn^{2+} sería de la forma siguiente [Hipsey et al., 2006]:

$$\frac{\partial C_{Mn^{2+}}}{\partial t} = K_{MnR} \theta^{(T-20)} \frac{k_{MnR}}{k_{MnR} + C_{OD}} (C_{MnT} - C_{Mn^{2+}}) - K_{MnO} \theta^{(T-20)} \frac{C_{OD}}{k_{MnO} + C_{OD}} C_{Mn^{2+}} + f_{Mn^{2+}}^{DSF} \quad (II.203)$$

Siendo

$C_{Mn^{2+}}$: concentración de Mn^{2+} (mg.L⁻¹);

C_{MnT} : concentración del manganeso total, incluyendo Mn^{2+} y Mn^{3+} (mg.L⁻¹);

K_{MnR} : tasa máxima de reducción de Mn^{3+} a 20°C (día⁻¹);

θ_{MnR} : coeficiente de temperatura para la reducción de Mn^{3+} ;

κ_{MnR} : constante de semisaturación para la reducción de Mn^{3+} ;

K_{MnO} : tasa máxima de oxidación de manganeso a 20°C (día⁻¹);

θ_{MnO} : coeficiente de temperatura para la oxidación de manganeso;

κ_{MnO} : constante de semisaturación para la oxidación de manganeso (mg.L⁻¹).

$f_{Mn^{2+}}^{DSF}$: liberación del manganeso por los sedimentos:

$$f_{Mn^{2+}}^{DSF} = S_{Mn} \left[\frac{\kappa_{OD-Mn}}{\kappa_{OD-Mn} + C_{OD}} + \frac{|pH-7|}{\kappa_{pH-Mn} + |pH-7|} \right] \frac{1}{H} \quad (II.204)$$

Donde

S_{Mn} : tasa de liberación de manganeso (mg.m⁻².día⁻¹);

κ_{OD-Mn} : coeficiente de semisaturación para la liberación del manganeso de acuerdo con el oxígeno disuelto en la capa por encima de los sedimentos (mg.L⁻¹);

κ_{pH-Mn} : coeficiente de semisaturación para la liberación del manganeso de acuerdo con el pH en la capa por encima de los sedimentos.

La ecuación que define la evolución de la concentración del manganeso total incluye los flujos de resuspensión y de sedimentación, así como el flujo de sedimentos procedente del componente disuelto [Hipsey et al., 2006]:

$$\frac{\partial C_{MnT}}{\partial t} = f_{MnT}^{RSF} + f_{Mn^{2+}}^{DSF} + \frac{V_{sMn}}{H} (C_{MnT} - C_{Mn^{2+}}) \quad (II.205)$$

Siendo V_{sMn} la velocidad de sedimentación del manganeso, y f_{MnT}^{RSF} la resuspensión del manganeso total por corrientes y oleaje [Herzfeld y Hamilton, 2000]:

$$f_{MnT}^{RSF} = \alpha_{Mn} \left[\frac{\tau - \tau_{CMn}}{\tau_{ref}} \right] \frac{1}{H} \quad (II.206)$$

Donde

α_{Mn} : constante de velocidad de resuspensión para el manganeso (mg.
m⁻².día⁻¹);

τ_{CMn} : tensión crítica de corte para el manganeso particulado (N.m⁻²).

4. Modelos de calidad de agua

Tal y como se ha comentado anteriormente, el uso de modelos de calidad de agua se ha convertido en una práctica común y una herramienta de gran utilidad en los últimos años debido a la necesidad que se le ha planteado a la sociedad moderna de preservar el medio ambiente y, en particular, los recursos hídricos. Por esta razón han proliferado numerosos modelos matemáticos de diverso desarrollo, alcance y complejidad que incluyen toda la gama de necesidades que se pueden tener a la hora de analizar la calidad de diferentes medios acuáticos, desde un simple balance de masas hasta los modelos tridimensionales más complejos.

Entre los más utilizados se pueden citar los modelos unidimensionales QUAL-2K [Chapra y Pelletier, 2003] y AQUATOX [Mäkynen, 2009; Park et al., 2008]; los modelos bidimensionales CE-QUAL-W2 [Cole y Wells, 2000]; los modelos que pueden ser utilizados en una, dos o tres dimensiones como WASP [Huang et al., 2010; Wool et al., 2001], CAEDYM [Hipsey et al., 2006] y CE-QUAL-ICM [Cerco y Cole, 1995] y, finalmente, los modelos tridimensionales como MOHID [Trancoso et al., 2009], EFDC [Park et al., 1995] y ROMS [Hedström, 2009]. Además de los anteriores cabe señalar el modelo T2D8 [García et al., 2010], desarrollado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria para el estudio de la eutrofización de medios litorales y que ha sido ampliamente utilizado en diversos estudios de calidad de aguas.

Antes de pasar a una descripción somera de cada uno de estos modelos, a continuación se presenta una tabla comparativa de las características y aplicaciones de los mismos:

Tabla II.10. Clasificación comparativa de modelos de calidad de agua.

Modelo	Dimensión	Parámetros	Aplicaciones	Limitaciones
QUAL2K	1D	Fitoplancton, oxígeno disuelto, DBOC, nitrógeno orgánico, amonio, nitrato, fósforo orgánico e inorgánico, carbono inorgánico total, sólidos suspendidos inorgánicos, detritus, patógenos, algas del fondo, conductividad, alcalinidad.	Ríos. Condiciones de régimen permanente.	- Limitado en la simulación de calidad en ríos en unidimensional. - No considera la inundación/secado.
AQUATOX	1D	Fitoplancton, perifiton y vegetación acuática sumergida, invertebrados planctónicos y bentónicos, peces (natatorios, fitófagos y de fondo), nutrientes, oxígeno disuelto, sedimentos orgánicos y químicos tóxicos orgánicos.	Lagos verticalmente estratificados. Embalses, lagunas, ríos y arroyos.	- Modela en unidimensional y sólo considera el gradiente vertical. - Exige una información previa de concentraciones iniciales. - No considera los contaminantes inorgánicos.
CE-QUAL-W2	2D	Diferentes grupos de algas incluyendo fitoplancton, epifita, perifiton, oxígeno disuelto, nutrientes, materia orgánica, carbono, DBO5, bacterias, sólidos disueltos y suspendidos y pH.	Masas de agua estratificadas. Embalses, estuarios, lagos y ríos.	- No simula el zooplancton, los macrófitos y la DOS. - Más enfocado en procesos relacionados con el nivel de oxígeno disuelto en el medio. - No incluye un algoritmo para el <i>momentum</i> vertical. - Inapropiado para masas de agua con variaciones laterales importantes. - No considera la inundación/secado.

Tabla II.10. Clasificación comparativa de modelos de calidad de agua (cont.).

Modelo	Dimensión	Parámetros	Aplicaciones	Limitaciones
WASP	1D, 2D, 3D	Fitoplancton, nutrientes (nitrógeno orgánico, amonio, nitrato, fósforo orgánico, fosfato), oxígeno disuelto, DBOC, coliformes fecales, sedimentos y trazas químicas.	Todo tipo de cuerpos de agua. Estuarios, lagos y ríos, etc.	- No considera procesos como mezcla, secado de segmentos y reacciones de metales.
CAEDYM	1D, 2D, 3D	Algas incluyendo fitoplancton, zooplancton, nitrógeno, fósforo, carbono orgánico, oxígeno disuelto, DBO, demanda bentónica de oxígeno, metales (hierro, manganeso), peces, medusas, invertebrados, silicio, sólidos en suspensión, temperatura, salinidad y pH.	Lagos, ciénagas, humedales, ríos, estuarios y embalses.	- Necesita funcionar acoplado a un modelo hidrodinámico. - No tiene modelos para tóxicos. - No considera la diagénesis de sedimentos.
CE-QUAL-ICM	1D, 2D, 3D	Algas, oxígeno disuelto, DQO, carbono, nitrógeno, fósforo, silicio, oxígeno disuelto, materia orgánica, demanda de oxígeno por el sedimento, detritus, metal activo total, trazas conservativas, micro y mesozooplancton, epífitos, vegetación acuática sumergida (biomasa de raíces y brotes), compartimentos bentónicos (detritívoros y filtradores), temperatura y salinidad.	Cualquier tipo de sistema acuático dimensional (embalses, lagos, ríos, etc.). Sistemas con dimensiones mixtas (ej. río descargando en un estuario).	- No simula la hidrodinámica. - No calcula las constantes hidrodinámicas (flujos, coeficientes de difusión, y volúmenes).

Tabla II.10. Clasificación comparativa de modelos de calidad de agua (cont.).

Modelo	Dimensión	Parámetros	Aplicaciones	Limitaciones
MOHID	3D	Fitoplancton, zooplancton, amonio, nitrito, nitrato, nitrógeno orgánico particulado, nitrógeno orgánico disuelto no refractario, nitrógeno orgánico disuelto refractario, fósforo orgánico particulado, fósforo orgánico disuelto no refractario, fósforo orgánico disuelto refractario, ortofosfato, silicio disuelto y silicio biogénico, materia orgánica en fase pelágica, materia orgánica en fase béntica, bacterias pelágicas, bacterias bénticas y oxígeno disuelto.	Estuarios, océanos y ríos.	- No considera metales como el hierro y el manganeso.
EFDC	3D	Cianobacterias, algas diatomeas y algas verdes, oxígeno disuelto, carbono orgánico particulado refractario, carbono orgánico particulado no refractario y carbono orgánico disuelto, nitrógeno orgánico particulado refractario, nitrógeno orgánico particulado no refractario, nitrógeno orgánico disuelto, amonio y nitrato, fósforo orgánico particulado refractario, fósforo orgánico particulado no refractario, fósforo orgánico disuelto y fosfato total, silicio disuelto disponible y silicio biogénico particulado, demanda química de oxígeno, metales totales activos y coliformes fecales.	Embalses, estuarios, lagos, océanos y ríos.	- Requiere una precisión técnica en la hidrodinámica y una buena experiencia en procesos de eutrofización.

Tabla II.10. Clasificación comparativa de modelos de calidad de agua (cont.).

Modelo	Dimensión	Parámetros	Aplicaciones	Limitaciones
ROMS	3D	Varios grupos de fitoplancton incluyendo diatomeas y coccolitóforos, clorofila de fitoplancton, zooplancton, nitrito, amonio, materia orgánica, silicio, detritus pequeño y grande sedimentos, hierro, temperatura, alcalinidad, salinidad, corrientes, mareas, vientos, lluvia, radiación solar.	Estuarios y océanos.	- Su aplicación se limita a sistemas acuáticos amplios.
T2D8	2D	Fitoplancton, amonio, nitrato, fosfato, oxígeno disuelto, DBO disuelta, DBO en suspensión y DBO sedimentada.	Todo tipo de sistemas acuáticos: estuarios, lagos y ríos, etc.	- No considera variables como zooplancton, detritus, silicio, metales, etc.

*1D, 2D y 3D: unidimensional, bidimensional y tridimensional sucesivamente.

4.1. QUAL2K

4.1.1. Descripción

QUAL2K (o Q2K) es un modelo de calidad de agua en ríos que fue desarrollado por *Steve Chapra y Greg Pelletier (2003)* con la intención de representar una versión modernizada del modelo QUAL2E (o Q2E) [*Brown y Barnwell, 1987*]. El QUAL2K se basa en ecuaciones diferenciales para sistemas unidimensionales y un flujo de estado estacionario. Es un modelo eficaz para simular la calidad del agua y las condiciones hidrológicas en ríos así como en sistemas con cargas difusivas de contaminación. Por es un modelo que dispone de muchos nuevos elementos, entre los cuales se puede señalar por ejemplo que es un modelo útil en condiciones limitadas de datos, está libremente disponible y no es reservado para los ríos grandes (es decir amplios y profundos) [*Park y Lee, 2002*].

4.1.2. Estructura

Al igual que el Q2E, el modelo Q2K modelo representa un río como una serie de elementos. Éstos representan los tramos del río caracterizadas por una serie de constantes hidráulicas (por ejemplo, la pendiente, el ancho de fondo, etc.). La nomenclatura utilizada para describir la forma en que el QUAL2K organiza la topología de un río es la siguiente:

- Tramo: un trozo de río con características hidráulicas constantes.
- Elemento: la unidad computacional fundamental del modelo que consiste en una subdivisión de la misma longitud de un tramo.
- Segmento: una colección de tramos que representa una rama del sistema.
- Cabecera: el límite superior de un segmento del modelo.

4.1.3. Parámetros

El modelo QUAL2K permite la modelización de diversas variables del estado entre las cuales se pueden citar la conductividad, alcalinidad, carbono inorgánico total, sólidos suspendidos inorgánicos, oxígeno disuelto, DBOC, nitrógeno orgánico, amonio, nitrato, fósforo orgánico y inorgánico, fitoplancton, detritus, patógenos, algas del fondo, etc.

4.1.4. Limitaciones

El QUAL2K se limita a aplicaciones unidimensionales en ríos donde se supone que son totalmente mezclados en el sentido vertical y lateral, y no considera la inundación/secado de segmentos. Por otra parte, está reservado para estados estacionarios en los que las entradas de contaminantes y los parámetros predichos de calidad de agua no pueden evolucionar con el tiempo (días o semanas), aunque pueden variar en un ciclo diurno (variaciones horarias repetidas todos los días).

4.1.5. Ejemplos de uso

Varios investigadores utilizaron el QUAL2K para simular la calidad del agua. Entre otros, el QUAL2K fue empleado para modelar la calidad de agua en diversos ríos como por ejemplo el río *Suquía* en Argentina [Pasquini et al., 2001], el río *Nakdong* en Corea [Park y Lee, 2002], el río *Bagmati* en Nepal [Kannel et al., 2007], el río *Zayandehrood* en Irán [Nakhaei y Shahidi, 2010], así como la rivera de *Iguape Valley* en Brazil [Bottino et al., 2010].

4.2. AQUATOX

4.2.1. Descripción

AQUATOX era el último después de la elaboración de una larga serie de modelos, comenzando por el primer modelo programa internacional biológico de un ecosistema acuático, CLEAN, publicado en 1974 [Park et al., 1974]. A finales de los 70, se desarrolló el modelo tóxico PEST [Park et al., 1982] para complementar el CLEAN. Por último, se elaboró el modelo AQUATOX y llegó a combinar los algoritmos de ambos modelos con estructuras ecotoxicológicas [Park, 1990].

AQUATOX es un modelo ecológico de evaluación de riesgos que simula los efectos de varios factores de estrés ambiental en los ecosistemas acuáticos. El modelo es capaz de simular la transferencia de contaminantes a partir de las cargas hacia el agua, los sedimentos, y los componentes bióticos. Asimismo, es un modelo que predice simultáneamente los efectos de los factores de estrés sobre el ecosistema, simulando los procesos químicos, físicos y biológicos que vinculan este último. Por otra parte, AQUATOX puede predecir no sólo los efectos ecológicos de los nutrientes, sino también los tóxicos orgánicos y sus efectos directos e indirectos sobre los organismos residentes, los compuestos bioacumulativos, así como las respuestas previstas del ecosistema frente a la reducción de contaminación. Es un modelo que fue implementado para estudios en arroyos, ríos, lagunas, lagos, limnocorrales y embalses.

4.2.2. Estructura

AQUATOX se diferencia de la mayoría de los modelos de calidad de agua. De hecho, la mayoría de los modelos incluyen pocos si cualquier componente biológico, mientras que AQUATOX es un modelo de ecosistema que incluye no sólo tipos numerosos de plantas, invertebrados y los pescados, sino también trata la biota como obrando recíprocamente con el sistema químico/físico. Según lo mencionado anteriormente, AQUATOX es un modelo proceso-basado, en comparación con los modelos empíricos, que se basan a menudo en relaciones estadísticas. Los modelos empíricos pueden establecer que existen las correlaciones entre las variables, pero no explican por qué, o explique los mecanismos de la relación.

4.2.3. Parámetros

Además de los nutrientes y el oxígeno disuelto, este modelo considera varios niveles tróficos, incluyendo algas atadas y planctónicas y la vegetación, invertebrados, peces acuáticos sumergidos así como los tóxicos orgánicos asociados.

4.2.4. Limitaciones

AQUATOX es un modelo que requiere una información previa, de las concentraciones iniciales de los contaminantes en el agua, para ser utilizada en los datos de entrada. Además, es necesario complementarlo por otras herramientas tales como modelos para tóxicos inorgánicos (metales...), modelos hidrodinámicos y herramientas de valoración.

4.2.5. Ejemplos de uso

Entre otros estudios, el modelo AQUATOX fue empleado para simular la dinámica de la biomasa de diferentes compartimentos biológicos en arroyos artificiales diseñados para medir los efectos de los contaminantes en las comunidades acuáticas [Sourisseau et al., 2008]. Por su parte, Carleton y su grupo (2009) recorrieron a este modelo para estudiar los umbrales de deterioro para los indicadores biológicos que pueden ser simulados. También se utilizó el AQUATOX para investigar los nutrientes así como el desarrollo de algas bentónicas de criterio estándar en el Tenedor sur del río Humboldt en Nevada [Smith et al., 2011]. En cuanto a la aplicación de AQUATOX en lagos, Morkoç et al., (2009) utilizaron el modelo para estudiar los efectos de las fuentes terrestres en la calidad del agua del lago Omerli en Turquía. También se utilizó tal modelo en la caracterización de la dinámica de redes tróficas que conducen a la biomagnificación de bifenilos policlorados (PCB) del lago Hartwell de los Estados Unidos [Rashleigh et al., 2009].

4.3. CE-QUAL-W2

4.3.1. Descripción

El modelo original fue conocido como LARM (*Laterally Averaged Reservoir Model*) creado por Edinger y Buchak (1975). La mejora de este modelo llevó al CE-QUAL-W2 Versión 1.0 [Environmental and Hydraulic Laboratories, 1986], por el grupo de calidad de agua de la Estación Experimental de Navegación (*Water Quality Modeling Group at the US Army Engineer Waterways Experiment Station USACE*) [Cole y Buchak, 1995]. Es un modelo hidrodinámico y de calidad de agua bidimensional que ha sido aplicado extensamente en sistemas de agua superficiales estratificados tales como ríos, lagos, embalses, y estuarios. El CE-QUAL-W2 permite simular los niveles de agua, las velocidades horizontales y verticales, la temperatura, y otros parámetros de la calidad de agua.

4.3.2. Estructura

Las ecuaciones del modelo se basan en la aproximación hidrostática (aceleraciones verticales despreciables). Los coeficientes de Eddy se utilizan para modelar la turbulencia y el paso de tiempo hidrodinámico se calcula internamente como el paso de tiempo máximo permitido que asegura la estabilidad numérica. La parte de calidad de agua del modelo incluye los principales procesos de cinética de la eutrofización. Mientras que un compartimiento inferior de sedimentos almacena las partículas sedimentadas, suministra los nutrientes a la columna de agua, y ejecuta la demanda de oxígeno por el sedimento. Cabe señalar además que un modelo completo de diagénesis del sedimento está en fase de desarrollo.

4.3.3. Parámetros

Los algoritmos de calidad de agua incorporan 21 parámetros tales como múltiples grupos de alga incluyendo el fitoplancton, epifita, perifiton, oxígeno disuelto, nutrientes, materia orgánica, pH, ciclo de carbono, DBO5, bacterias, sólidos disueltos y suspendidos, y interacciones durante las condiciones anóxicas. Además, cualquier combinación de constituyentes puede ser simulada.

4.3.4. Limitaciones

Dado que el modelo CE-QUAL-W2 resuelve los gradientes en la dirección longitudinal y en sentido vertical y asume que los gradientes laterales son insignificantes. Esta suposición puede ser inapropiada para las masas de agua con importantes variaciones laterales. El algoritmo para el *momentum* vertical no está incluido y los resultados pueden ser erróneos en los cuerpos de agua con una aceleración vertical significativa. Por otra parte, los procesos de calidad de agua son extremadamente complejos y el modelo utiliza métodos simplificados para solucionarlos. Además de eso, varios

procesos de calidad de agua no son simulados como los de zooplancton, macrófitos y demanda de oxígeno por los sedimentos. El modelo está más enfocado en procesos relacionados con el nivel de oxígeno disuelto en el medio, y no considera la inundación secado de segmentos.

4.3.5. Ejemplos de uso

El modelo CE-QUAL-W2 fue utilizado en diversos estudios. Ente los cuales figura por ejemplo el trabajo *Williams (2007)* que lo utilizó para modelar el oxígeno disuelto en el lago *Powell*. También, el grupo de *Zhang (2008)*, construyó un modelo ecológico complejo, llamado EcoLE, para el estudio del lago *Erie*, basándose sobre el modelo bidimensional CE-QUAL-W2. Por otra parte, en un estudio realizado para cuantificar el transporte total, la estratificación termal, y las variaciones de calidad de agua en el depósito de *Mingder* en Taiwán, se ocurrió al modelo CE-QUAL-W2 [*Liu et al., 2009*]. En 2011, *Stauber et al.* emplearon dicho modelo para modelar el impacto de los derrames de contaminantes sobre la calidad de agua del depósito *Wachusett*.

4.4. WASP

4.4.1. Descripción

El programa de simulación del análisis de la calidad del agua WASP (*Water Quality Analysis Simulation Program*), Desarrollado por EPA (*U.S. Environmental protection Agency*) como mejora de programa original WASP de USACE (*U.S. Army Corps of Engineers*) [*Ambrose et al., 1988; Connolly y Winfield, 1984; Di Toro et al., 1983*], es un modelo que ayuda a interpretar y predecir las respuestas de calidad de agua de los fenómenos naturales y de contaminación. WASP se compone de paquetes de programas que se utilizan como marco de estudio para modelar la calidad de agua general, es un modelo flexible, compartimental y permite modelar en uno, dos o tres dimensiones ya que trabaja con elementos finitos o celdas volumétricas. Se

aplica a todo tipo de cuerpos de agua (lagos, ríos, estuarios, etc.), para modelar dinámicamente el sistema acuático incluyendo la columna de agua y la capa bentónica, teniendo en cuenta los procesos de advección, dispersión, cargas puntuales y difusas así como los procesos de intercambio [Ambrose et al., 1988; Wool et al., 2006]. También otorga la posibilidad de especificar coeficientes de dispersión en función del tiempo, y realiza una cómoda estructuración de los procesos cinéticos.

4.4.2. Estructura

El WASP consiste en dos programas independientes, DYNHYD5 y WASP6, que pueden funcionar conjuntamente o por separados. El programa hidrodinámico DYNHYD5 simula el movimiento del agua, mientras que el programa de la calidad de agua WASP6 simula el movimiento y la interacción de los contaminantes dentro del sistema acuático. Además de DYNHYD5, otros programas hidrodinámicos también han sido utilizados con el WASP, como por ejemplo el RIVMOD que maneja los flujos inestables en ríos unidimensionales y el SED3D que maneja los flujos inestables tridimensionales en lagos y estuarios [Wool et al., 2006].

Por otra parte, el WASP está suplementado por dos sub-modelos cinéticos para simular la contaminación convencional (relacionada con el oxígeno disuelto, DBO, nutrientes y eutrofización) y la contaminación por tóxicos (relacionada con químicos orgánicos, metales y sedimento). La conexión de ambos modelos subcinéticos con los programas de WASP proporciona respectivamente los modelos EUTRO y TOXI [Ambrose et al., 1988].

4.4.3. Parámetros

Los principales parámetros modelados por el WASP son: fitoplancton, nutrientes (nitrógeno orgánico, amonio, nitrato, fósforo orgánico, fosfato),

oxígeno disuelto, DBOC, coliformes fecales, transporte de sedimentos y trazas químicas.

Varios procesos pueden afectar al transporte o al sino de productos químicos orgánicos tales como pesticidas, bifenilos policlorinados, hidrocarburos alifáticos halogenados, éteres halogenados, compuestos aromáticos monocíclicos, ésteres de ftalato, hidrocarburos aromáticos policíclicos y nitrosaminas en el medio acuático. Los más importantes incluyen procesos físicos tales como absorción hidrofóbica, volatilización, y sedimentación; procesos químicos tales como ionización, precipitación, disolución, hidrólisis, fotólisis, oxidación y reducción; y procesos biológicos tales como biodegradación y bioconcentración. El WASP considera explícitamente la mayor parte de estos procesos, excluyendo solamente la reducción y la precipitación-disolución, cuya consideración como reacciones adicionales implica la descripción previa de su cinética por el usuario [Wool *et al.*, 2006].

4.4.4. Limitaciones

El WASP no considera algunas variables y procesos, tales como los líquidos en fase no acuosa (derrames de petróleo), los procesos de mezcla, el secado de segmentos (marismas, llanuras de inundación), y las reacciones de metales. Es un modelo que utiliza archivos hidrodinámicos externos potencialmente grandes y separa los módulos de eutrofización y de tóxicos. Además, no puede ejecutarse secuencialmente de forma sencilla.

4.4.5. Ejemplos de uso

La utilización del modelo matemático WASP ha desempeñado un papel importante en varios casos de estudio. De hecho, este modelo ha sido empleado para examinar, entre otros fenómenos, la eutrofización de la bahía *Tampa*, la carga del fósforo al lago *Okeechobee*, la eutrofización del

río y estuario *Neuse*, la eutrofización y la contaminación por PCB de los lagos *Great* [Thomann, 1975; Thomann et al., 1976; Thomann et al., 1979; Di Toro y Connolly, 1980]. Asimismo, se recurrió al WASP para estudiar la eutrofización del estuario *Potomac* [Thomann y Fitzpatrick, 1982] así como la contaminación por kepone del río estuario *James* [O'Connor et al., 1983]. Por su parte, Ambrose (1987) lo utilizó para analizar la contaminación orgánica volátil del estuario *Delaware*, mientras que la asociación JRB (1984) lo empleó en el estudio de la contaminación por metales pesados del río *Deep* de Carolina del Norte. Además de estos trabajos, numerosos usos se encuentran enumerados en la publicación de Di Toro et al. (1983).

4.5. CAEDYM

4.5.1. Descripción

El modelo acuático de computación de la dinámica de ecosistemas CAEDYM (*Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*) es un modelo ecológico acuático que consiste en una serie de ecuaciones matemáticas que representan los principales procesos biogeoquímicos que influyen sobre la calidad del agua. Fue diseñado para simular la dinámica del intercambio de masa, calor y cantidad de movimiento en el cuerpo de agua considerando procesos de mezcla y transporte de los constituyentes en el perfil vertical de la columna de agua. Fundamentalmente, es un sistema de subrutinas de bibliotecas que contienen las descripciones de los procesos de producción primaria y secundaria, los ciclos de nutrientes y metales, y la dinámica del oxígeno y el movimiento del sedimento [Hamilton y Herzfeld, 2001].

CAEDYM es un modelo mucho más avanzado que los modelos tradicionales de N-P-Z ya que es un modelo general biogeoquímico que puede resolver las interacciones ecológicas de las especies- o grupos-específicos. CAEDYM funciona en cualquier paso de tiempo sub-diario para resolver los procesos algáceos (fotosíntesis diaria y respiración nocturna), y

funciona generalmente en el mismo intervalo de tiempo que el modelo hidrodinámico.

4.5.2. Estructura

El modelo CAEDYM puede funcionar independientemente o junto con los modelos hidrodinámicos DYRESM, ELCOM o DRYM. DYRESM es un modelo unidimensional usado para predecir la estratificación vertical de la densidad en lagos y depósitos [Gal et al., 2003; Yeates e Imberger, 2004], y previamente ha sido acoplado con las representaciones de los procesos biogeoquímicos (DYRESM-WQ [Hamilton y Schladow, 1997; Schladow y Hamilton, 1997; Hamilton et al., 1995; Schladow y Hamilton 1995]). En cuanto al modelo ELCOM, es un modelo hidrodinámico tridimensional aplicable a lagos [Hodges et al., 2000], depósitos [Romero et al., 2004; Romero e Imberger, 2003], estuarios [Robson y Hamilton, 2004; Chan et al., 2002] y océanos costeros [Spillman et al., 2007; Hillmer e Imberger, 2005]. Recientemente, CAEDYM ha sido acoplado con DYRIM (un modelo quasi-bidimensional lagrangiano de llanura de inundación de ríos [Devkota e Imberger, 2005]) para simular el proceso biogeoquímico en ríos.

4.5.3. Parámetros

Durante su desarrollo, uno de los objetivos del CAEDYM era permitir la configuración ecológica flexible que se podría adaptar a aplicaciones específicas, El modelo incluye la representación comprensiva de procesos de los ciclos de carbono, nitrógeno, fósforo, silicio (nutrientes: inorgánicos, orgánicos disueltos, orgánicos particulados) y oxígeno disuelto, distintas clases de tamaño de los sólidos suspendidos inorgánicos, y dinámicas del fitoplancton y zooplancton. Numerosos parámetros biológicos (bacteria, patógenos) y otros variables del estado pueden también ser configuradas (macroalgas, peces, medusas, etc.) [Hipsey et al., 2006].

4.5.4. Limitaciones

El modelo CAEDYM necesita ser acoplado a un modelo hidrodinámico. Además, no dispone de módulos para tóxicos y no considera la diagénesis de sedimentos.

4.5.5. Ejemplos de uso

El modelo CAEDYM ha sido utilizado para muchos fines. Entre las aplicaciones de dicho modelo, se puede citar por ejemplo el trabajo de *Trolle et al. (2011)* que ocurrieron al modelo unidimensional DYRESM-CAEDYM para predecir los efectos del cambio climático sobre el estado trófico de tres lagos morfológicamente diversos (el lago oligo-mesotrófico *Okareka*, el lago eutrófico *Rotoehu*, y el lago altamente eutrófico *Ellesmere*). También se ha empleado el modelo ecológico CAEDYM acoplado con el modelo hidrodinámico ELCOM para estudiar la variabilidad espacial y temporal de la temperatura del agua, del oxígeno disuelto, del fósforo total, y de las concentraciones de clorofila-a en el lago *Minnetonka* de morfometría compleja [*Missaghi y Hondzo, 2010*].

Por su parte, el grupo de *Rigosi (2011)* propusieron una estrategia, basada en un algoritmo de calibración híbrido gradiente-global, para calibrar el modelo físico-biológico altamente parametrizado DYRESM-CAEDYM. *Bruce y Imberger (2009)* analizaron el papel del zooplancton en la sucesión ecológica del plancton y las algas bénticas a través de un gradiente de salinidad en la bahía *Shark* empleando el modelo numérico ecológico hidrodinámico acoplado DYRESM-CAEDYM.

4.6. CE-QUAL-ICM

4.6.1. Descripción

CE-QUAL-ICM es un modelo de eutrofización desarrollado en la Estación Experimental de Navegación del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los EE.UU. CEWES (*U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS*) [Cerco y Cole, 1994; 1995]. Basado sobre un método no estructurado de volumen finito, este modelo puede calcular las variables de calidad de agua en uno, dos y tres dimensiones. Es un modelo numérico que se puede, por lo tanto, aplicar a cualquier sistema de agua superficial, incluyendo en dimensiones mezcladas (ej. un río que descarga a un estuario).

4.6.2. Estructura

El modelo CE-QUAL-ICM no calcula la hidrodinámica. Por lo que los flujos, los coeficientes de difusión, y los volúmenes deben ser especificados externamente y leídos en el modelo. La hidrodinámica se puede especificar en binario o en formato ASCII. Generalmente, la hidrodinámica se obtiene de un modelo de la hidrodinámica tal como el modelo CH3D-WES [Johnson *et al.*, 1991].

4.6.3. Parámetros

CE-QUAL-ICM incorpora 22 variables de estado incluyendo propiedades físicas (temperatura, salinidad, etc.); múltiples formas de algas (algas azul-verdes, diatomeas, y algas verdes); dos grupos de zooplancton (micro y mesozooplancton); varias formas de carbono, de nitrógeno, de fósforo, y de silicio; oxígeno disuelto; materia orgánica; metales activos; y trazas conservativas. Además, el modelo incorpora un submodelo predictivo de los procesos bénticos incluyendo la demanda de oxígeno por el sedimento y los

flujos de nutrientes en la interfase agua-sedimento [Cercó y Noel 2005; Cercó y Cole, 1994; Hall y Dortch, 1994].

4.6.4. Limitaciones

El modelo CE-QUAL-ICM no simula la hidrodinámica y no calcula las constantes hidrodinámicas tales como flujos, coeficientes de difusión, y volúmenes. Por lo que deben ser especificados exteriormente e introducidos en el modelo.

4.6.5. Ejemplos de uso

El modelo CE-QUAL-ICM se ha utilizado extensivamente en los estudios de eutrofización de la bahía de *Chesapeake*, especialmente en los estudios de largo plazo, y ha podido mostrar su capacidad de simular con gran éxito los procesos que afectan a la calidad del agua y del sedimento, así como afirmó el papel de la estratificación en la determinación de anoxia [Cercó et al., 2010; Dalyander y Cercó, 2010; Cercó y Cole, 1994]. Por otra parte, en 2010 Kim ocurrió al modelo CE-QUAL-ICM acoplado con el modelo hidrodinámico FVCOM para estudiar el estrecho de *Puget* en la costa noroccidental de los Estados Unidos. Asimismo, este modelo fue acoplado al modelo hidrodinámico TIDE3D con el fin de predecir las variaciones de calidad de agua de largo plazo en el lago-estuario semicerrado *Shiwhaho* en Corea [Suh et al., 2004].

4.7. MOHID

4.7.1. Descripción

El sistema de modelado de agua MOHID es un modelo tridimensional (3D), establecido por el Centro de Investigación Marina y Ambiental de Tecnología MARETEC (*Marine and Environmental Technology Research*

Center) del Instituto Superior Técnico (IST) que pertenece a la Universidad Técnica de Lisboa. El desarrollo de dicho modelo comenzó en el año 1985 [Neves, 1985], y desde entonces ha experimentado una serie de actualizaciones y mejoras debido a su abundante uso en diversos proyectos de investigación científica y de ingeniería [Santos, 1995; Leitão, 1996; Decyk et al., 1997; Martins, 1999; Miranda et al., 2000].

El modelo MOHID permite la adopción de una filosofía integrada de modelado, no sólo de procesos (físicos y biogeoquímicos), sino también de diversas escalas y sistemas, gracias a su filosofía de programación orientada al objetivo y que permite además de utilizar el modelo en cualquier dimensión (unidimensional, de dos dimensiones o tridimensional) [Miranda et al., 2000].

4.7.2. Estructura

El modelo MOHID incluye más de 40 módulos, donde cada uno es responsable de manejar cierta clase de información. Entre los cuales se encuentra el módulo hidrodinámico baroclínico para la columna de agua, el tridimensional para los sedimentos y el transporte *Euleriano* correspondiente, los módulos de transporte *Lagrange*, y los módulos específicos que tienen como objeto todos los parámetros y procesos que implican características no-conservadoras (módulo de turbulencia, calidad de agua, ecología, dispersión del aceite, etc.). El módulo de turbulencia por ejemplo utiliza el modelo bien conocido de turbulencia GOTM [MARETEC, sin año].

4.7.3. Parámetros

Las principales variables de estado adoptadas por el módulo de calidad de agua de MOHID incluyen el fitoplancton, zooplancton, nutrientes disueltos (amonio, nitrito, nitrato, nitrógeno orgánico particulado, nitrógeno orgánico

disuelto no refractario, nitrógeno orgánico disuelto refractario, fósforo orgánico particulado, fósforo orgánico disuelto no refractario, fósforo orgánico disuelto refractario, ortofosfato, silicio disuelto y silicio biogénico), materia orgánica en fase pelágica, materia orgánica en fase béntica, bacterias pelágicas, bacterias bénticas y oxígeno disuelto [Franz et al., 1991].

4.7.4. Limitaciones

A parte de que no considera metales como el hierro y el manganeso, el modelo MOHID no tiene limitaciones que pueden considerarse importantes.

4.7.5. Ejemplos de uso

El MOHID se ha aplicado en diversos casos de estudio, tales como las áreas costeras, estuarios, procesos oceánicos y depósitos, y ha demostrado su capacidad de simular las características complejas de flujos. Diferentes zonas costeras han sido modeladas con este modelo, de hecho, a lo largo de la costa portuguesa, se han estudiado varios ambientes, desde las bocas de río (*Douro, Mondego*) hasta las lagunas costeras (*Ria de Aveiro, Ria Formosa*) y estuarios más amplios (*estuarios de Tagus y de Sado*) [Martins et al., 2000]. También se ha adaptado el modelo para simular la hidrodinámica de las Rías Gallegas (*Ría de Vigo* [Taboada et al., 1998; Montero et al., 1999; Montero, 1999], *Ría de Pontevedra* [Taboada et al., 2000; Villarreal et al., 2000] y otras rías [Pérez-Villar et al., 1999]).

Lejos de la costa atlántica de la península ibérica, se han modelado algunos estuarios Europeos con el MOHID como el *Western Scheldt* (Holanda), la *Gironde* (Francia) [Cancino y Neves, 1999] y el *Hellingford* [Leitão, 1996], así como algunos estuarios costeros en Brasil (*Santos, Fortaleza*). En cuanto al mar abierto, la aplicación de este modelo tuvo

lugar en la región del Atlántico de Nordeste donde algunos procesos incluyendo la corriente Costera Portuguesa [Coelho et al., 1994], la corriente de la pendiente a lo largo de la plataforma y la generación de mareas internas [Neves et al., 1998] han sido estudiados. También se utilizó el MOHID en el mar Mediterráneo para simular el ciclo estacional [Taboada, 1999] y la circulación en el mar Alboran [Santos, 1995].

4.8. EFDC

4.8.1. Descripción

El código ambiental de dinámica de fluidos EFDC (*Environmental Fluid Dynamics Code*) es un paquete de modelado de fines generales para la simulación de flujos tridimensionales, de transporte, y de procesos biogeoquímicos en sistemas de agua superficiales incluyendo: ríos, lagos, estuarios, depósitos y humedales. El modelo EFDC fue desarrollado originalmente en el Instituto de la Ciencia Marina de Virginia (Virginia Institute of Marine Science VIMS) [Hamrick, 1992] para aplicaciones de estuarios y costas. La EPA EE.UU. ha apoyando su desarrollo y ahora el EFDC forma parte de los modelos más recomendados por la EPA para el desarrollo de TMDL, el término normativo que describe la cantidad máxima de un contaminante que un cuerpo de agua puede recibir sin dejar de cumplir las normas de calidad del agua.

Además de su capacidad de simulación de la hidrodinámica, la salinidad y el transporte de temperatura, EFDC es capaz de simular el transporte de sedimentos cohesivos e incoherentes, los campo cercano y lejano de dilución de vertidos de fuentes múltiples, el transporte de contaminantes tóxicos en el agua y en el sedimento, y el proceso oxígeno disuelto/nutriente (eutrofización) [Park et al., 1995].

4.8.2. Estructura

La estructura del modelo EFDC incluye cuatro módulos importantes: (1) un modelo hidrodinámico; (2) un modelo de calidad de agua; (3) un modelo de transporte de sedimentos; y (4) un modelo de tóxicos. A su vez, el modelo hidrodinámico de EFDC se compone de seis módulos de transporte incluyendo la dinámica, el color, la temperatura, la salinidad, el campo cercano de la pluma, y el “*drifter*”. Los varios parámetros del módulo de la dinámica (es decir, profundidad de agua, velocidad, y mezcla) se juntan directamente a la calidad del agua, al transporte de sedimento, y a los modelos de tóxicos [Park et al., 1995].

El modelo EFDC incluye dos submodelos internos de eutrofización para la simulación de la calidad de agua [Park et al., 1995]. El modelo simple o reducido de eutrofización es funcionalmente equivalente al modelo WASP5 EUTRO [Ambrose et al., 1988], mientras que el complejo o completo es funcionalmente equivalente al modelo CE-QUAL-ICM (ver párrafo III.6) o al modelo de calidad de agua de la bahía de *Chesapeake* [Di Toro y Fitzpatrick, 1993]. Ambos modelos de eutrofización de la columna de agua se acoplan a una implementación funcionalmente equivalente a la diagénesis de sedimentos de CE-QUAL-ICM o al modelo de procesos biogeoquímicos [Cercó y Cole, 1995].

4.8.3. Parámetros

El modelo de calidad de agua de EFDC puede considerar más de 21 variables del estado con el objetivo de formar un modelo hidrodinámico tridimensional de eutrofización (HEM-3D). El modelo simula distribuciones espaciales y temporales de los parámetros de calidad de agua incluyendo el oxígeno disuelto; las algas (cianobacterias, algas diatomeas y algas verdes); el carbono (carbono orgánico particulado refractario, carbono orgánico particulado no refractario y carbono orgánico disuelto); los ciclos de nitrógeno (nitrógeno orgánico particulado refractario, nitrógeno orgánico

particulado no refractario, nitrógeno orgánico disuelto, amonio y nitrato), de fósforo (fósforo orgánico particulado refractario, fósforo orgánico particulado no refractario, fósforo orgánico disuelto y fosfato total), y de silicio (silicio disuelto disponible y silicio biogénico particulado); la materia orgánica (demanda química de oxígeno); los metales totales activos; y las bacterias (coliformes fecales) [Draft, 2006; Craig, 2005].

4.8.4. Limitaciones

Para ser utilizado de forma eficaz, el modelo EFDC requiere bastante precisión técnica en la hidrodinámica y una buena experiencia en los procesos de eutrofización en el que se refiere al componente de calidad de agua.

4.8.5. Ejemplos de uso

El modelo EFDC ha sido probado extensivamente, documentado y utilizado en más de 80 estudios de modelado. Entre los cuales el estudio que ha sido realizado por *Moustafa y Hamrick (1994)* para analizar los casos de alta afluencia del agua dulce en la parte norte del río lago *Indian* en Florida [Moustafa et al., 1995]. También se utilizó el EFCD para estudiar el flujo que atraviesa el sistema de humedal de alta vegetación controlado por la densidad en las marismas de Florida [Hamrick y Moustafa, 1995a, b; Moustafa y Hamrick, 1995]. Por su parte, *Rodríguez y Miller (2007)* utilizaron el modelo EFDC para modelar la calidad de agua en el puerto *Charleston* (CHS) de Carolina del Sur, empleando el modelo hidrodinámico de EFDC para representar la dinámica del transporte y simular los efectos de inundación secado de los pantanos, y el componente de calidad de agua del mismo para simular el oxígeno disuelto. Asimismo, el grupo de *Xia (2011)* ocurrió al modelo EFDC para simular la salinidad y el oxígeno disuelto en la bahía de *Perdido* y las zonas costeras.

4.9. ROMS

4.9.1. Descripción

El sistema de modelado oceánico regional ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) es un modelo tridimensional de circulación del océano de la nueva generación [Shchepetkin y McWilliams, 2005], que se ha diseñado especialmente para simulaciones exactas de sistemas oceánicos regionales. Es un modelo *split*-explícito de superficie libre e hidrostático, donde los periodos breves de tiempo se utilizan para avanzar la elevación superficial y el *momentum* barotrópico, con un paso de tiempo mucho más grande empleado para la temperatura, la salinidad, y el *momentum* baroclínico [Penven et al., 2010]. Inicialmente, fue basado en el modelo S-coordinada de la Universidad de Rutgers (SECRUM) descrito por Song y Haidvogel (1994), más tarde fue totalmente reescrito con el fin de mejorar sus caracteres numéricos y su eficacia en arquitecturas de computadores únicas y con hilos múltiples [IMCS, 2002].

4.9.2. Estructura

El ROMS es un modelo de ecuaciones primitivas de océano, basadas sobre la aproximación de *Boussinesq* (es decir cuando las variaciones de densidad están despreciadas por toda partes excepto en la fuerza gravitacional), que utiliza a la vez coordenadas de seguimiento de terreno en vertical y coordenadas curvilíneas ortogonales en horizontal.

Además, el ROMS considera una variedad de características nuevas incluyendo esquemas de advección de alta categoría [Warner et al., 2005a]; algoritmos de gradiente de presión más precisos; varias parametrizaciones a escala de submalla; capas de límite atmosféricas, oceánicas y bénticas; módulos biológicos; condiciones de límite de radiación; asimilación de datos; así como varios modelos acoplados para aplicaciones biogeoquímicas tales como EcoSim [Bissett et al., 1994], NEMURO [Kishi et al., 2007], NPZ Franks [Franks et al., 1986], NPZD Powell [Powell et al.,

2006], y Fennel [Fennel et al., 2006], aplicaciones bio-ópticas [Bissett et al., 1999b], de sedimento [Warner et al., 2008], y de hielo marino [Budgell, 2005].

4.9.3. Parámetros

El modelo ROMS es capaz de simular algunos parámetros tales como la temperatura, la alcalinidad, la salinidad, las corrientes y las mareas, así como los flujos de la superficie (vientos, lluvia, flujos en la radiación solar y de calor).

Por otra parte, y en conforme con lo que se ha dicho anteriormente, el ROMS se acopla normalmente con uno de los modelos biogeoquímicos citados anteriormente. A continuación se describen dichos modelos en término de parámetros considerados por cada uno.

- ✚ El modelo EcoSim es modelo de simulación unidimensional de la dinámica estacional del fitoplancton. La biomasa autotrófica se divide en cuatro grupos funcionales que son los *Prochlorococcus* extremadamente inhibidas por la luz, *Prochlorococcus* moderadamente inhibidas por la luz, *Synechococcus*, y *Cromoficota*. El modelo simula también las bacterias, nitrato, amonio, carbono orgánico disuelto, carbono inorgánico disuelto, y bolitas fecales de zooplancton [Bissett et al., 1994].
- ✚ El modelo NEMURO (*Ecosystem Model for Understanding Regional Oceanography*) es un modelo conceptual que representa la estructura trófica y las relaciones biológicas entre todos los componentes de un ecosistema marino. Este modelo consta de 11 variables de estado: biomasa de fitoplancton pequeño, biomasa de fitoplancton grande, biomasa de zooplancton pequeño, biomasa de zooplancton grande, biomasa depredadora del zooplancton, nitrato, amonio, nitrógeno orgánico particulado, nitrógeno orgánico disuelto, silicio particulado, y silicio disuelto disponible [Kishi et al., 2007].

- ✚ El modelo NPZ *Franks* incorpora una de las más simples dinámicas que convendría para describir la dinámica oceánica del plancton. Como lo indica su nombre, el modelo se limita en tres principales variables del estado que son los nutrientes (N), el fitoplancton (P), y el zooplancton (Z). Estos suelen ser modelados en términos de su contenido de nitrógeno, ya que éste suele ser, a menudo, el nutriente limitante en los océanos [*Franks, 2002*].
- ✚ El modelo NPZD Powell es un modelo trófico de cuatro variables: El nitrógeno como nutriente limitante (N), el detritus (D), el fitoplancton fototrófico (P), y el zooplancton herbívoro (Z) [*Powell et al., 2006*]. Más tarde, la limitación del hierro fue incluida también en este modelo [*Fiechter et al., 2009*].
- ✚ El modelo *Fennel* es una representación del ciclo de nitrógeno pelágico, e incluye siete variables del estado que son el fitoplancton, el zooplancton, el nitrato, el amonio, el detritus pequeño y grande, y la clorofila del fitoplancton.

4.9.4. Limitaciones

El modelo ROMS está dirigido a aplicaciones en sistemas acuáticos de gran escala tipo océanos y estuarios. Esta condición se considera como la principal limitación de dicho modelo.

4.9.5. Ejemplos de uso

El ROMS es un modelo que ha sido ampliamente utilizado por la comunidad científica para una gama diversa de usos, entre otros se puede citar la simulación de la región del mar *Barents*, donde el ROMS fue utilizado como componente de océano del modelo hielo-océano usado [*Budgell, 2005*]. *Di Lorenzo (2003)* también ocurrió a ROMS para estudiar los procesos físicos que caracterizan la dinámica estacional en el *Sistema*

de corriente de California Meridional SCCS (*Southern California Current System*), mientras que el grupo de *Dinniman (2003)* lo utilizó para simular la circulación del mar de Ross. Asimismo, este modelo fue empleado en varios trabajos como los de *Haidvogel et al. (2000)*, *Marchesiello et al. (2003)*, *Peliz et al. (2003a y b)*, *Warner et al. (2005a y b)*, *Wilkin y Lanerolle (2005)*, etc.

4.10. T2D8

4.10.1. Descripción

El modelo T2D8 es un modelo numérico bidimensional de eutrofización, que fue elaborado en 2001 por la Universidad de Cantabria, España. Es un modelo que puede ser aplicado en todo tipo de sistemas acuáticos tales como estuarios, lagos, ríos, etc.

4.10.2. Estructura

T2D8 puede ser acoplado a un modelo hidrodinámico a través de la ecuación de transporte, que integra la advección y las propiedades de difusión del flujo, así como los procesos básicos que tienen lugar en la columna de agua.

4.10.3. Parámetros

El modelo de calidad del agua T2D8 resuelve un sistema de ecuaciones diferenciales que describen las principales interacciones químicas y biológicas, considerando las siguientes variables: amoníaco, nitrato, fosfato, la biomasa de fitoplancton, DBO disuelta, DBO en suspensión, DBO sedimenta y el oxígeno disuelto.

4.10.4. Limitaciones

Algunos parámetros tales como el zooplancton, el detritus, el silicio, y los metales no se consideran en el modelo T2D8. El modelo no es capaz entonces de tener en cuenta todos los procesos e interacciones que suelen interferir en el fenómeno de eutrofización.

4.10.5. Ejemplos de uso

El modelo T2D8 ha sido utilizado para estudiar el efecto de las variaciones condiciones hidrodinámicas sobre la calidad del agua del estuario de *Urdaibai (España)*, así como para analizar futuros escenarios de la reducción de cargas de nutrientes por la EDAR de *Gernika [García et al., 2010a]*. También se ha aplicado dicho modelo en la bahía de *San Lorenzo (Honduras)* para analizar las condiciones de eutrofización y el transporte de las algas marinas *[García et al., 2010b]*. Por otra parte, *Álvarez y su grupo (2010)* emplearon el T2D8 para estudiar el fenómeno de eutrofización en la bahía de *Baku (Azerbaijan)*.

5. Conclusión

En general, la mayoría de los modelos matemáticos de eutrofización que existen en el estado del conocimiento suelen ser concebidos como herramientas generales aplicables a cualquier medio acuático. No obstante, es evidente que las lagunas litorales, poseen unas características muy específicas, que resultan principalmente de las interacciones entre las aguas continentales y costeras: Esto las convierte en medios peculiares cuyo estado trófico depende de algunos procesos singulares.

Entre estos procesos, se puede mencionar, por ejemplo, la resuspensión y liberación de algunos nutrientes tales como el fósforo soluble reactivo, el amonio y el nitrato por parte de los sedimentos, siendo una fuente neta de

estas sustancias para la columna de agua, sobre todo en sistemas acuáticos hipereutróficos.

Además, la limitación del silicio al crecimiento del fitoplancton puede ser un factor crítico para la eutrofización de algunas lagunas litorales, sobre todo las de carácter salobre, que suelen ser caracterizadas por la presencia de diatomeas. Del mismo modo la presencia de micronutrientes como el hierro también puede constituir un factor limitante al crecimiento del fitoplancton en este tipo de medios.

Por otra parte, la abundante vida acuática que suele caracterizar las lagunas litorales en estadios de eutrofia, hace necesario la consideración de algunas variables del proceso como la presencia de peces, zooplancton, bacterioplancton y detritus, que pueden constituir factores no despreciables a la hora de analizar dicho estado trófico.

Con todo ello, de acuerdo con lo que se ha dicho en el primer capítulo, el objetivo principal de esta tesis es la elaboración de un modelo de eutrofización específico para lagunas litorales, basándose sobre la actualización del estado de arte establecida en este trabajo.

CAPÍTULO III. MODELO Y METODOLOGÍA

El pilar fundamental en el cual se apoya la metodología de esta tesis se define en el uso de herramientas matemáticas para el análisis del fenómeno de eutrofización en lagunas litorales, teniendo en cuenta los distintos parámetros y procesos que suelen intervenir en este problema medioambiental. Con el uso de estos modelos, bien calibrados y validados con los datos de control de calidad, se logra describir la evolución espacial y temporal de las concentraciones de dichos parámetros y, por tanto, la determinación del estado trófico del medio.

La metodología que se recoge a continuación contempla dos apartados diferenciados: Por un lado el correspondiente a lo que es el análisis de las dinámicas físicas que influyen en el transporte y dispersión de las sustancias nutrientes. Por otro, el segundo apartado se dedica a la caracterización de la dinámica de eutrofización a través de los procesos biogeoquímicos, es decir, los flujos de nutrientes entre los diferentes componentes del medio acuático (columna de agua, sedimentos, atmósfera).

Cabe señalar que en este capítulo, se recoge una breve descripción de los modelos hidrológicos y hidrodinámicos dado que no son objeto central de esta tesis sino que se tratan como herramientas necesarias para el conocimiento de las condiciones adecuadas que exige el estudio en detalle de lo que pasa en una laguna litoral.

1. Análisis hidrológico e hidrodinámico del medio acuático

Para la evaluación del grado de eutrofización en el medio acuático, antes de todo se realiza el diagnóstico general del área de estudio, definiendo las características del recurso tales como la geología, la geomorfología, la limnología y la hidrología de la cuenca. También se analiza la climatología de la cuenca, la temperatura y la variación de la radiación solar con el

tiempo que resultan ser de gran interés, sin olvidarse de las características socioeconómicas de la zona, que suelen constituir un indicador muy directo de la existencia e intensidad de los procesos de eutrofización del medio.

Para estudiar el sistema hidrológico se analizan los flujos hídricos de la laguna, definiendo las entradas y salidas de caudal. Entre las principales entradas que pueden influir sobre el nivel de una laguna está la precipitación pluvial, que para caracterizarla se exige el conocimiento, tanto de su estacionalidad como de su distribución espacial. De la precipitación interesa diferenciar la que cae directamente en la laguna, la que escurre superficialmente y forma parte de las corrientes superficiales y, finalmente, la parte que se infiltra en el suelo recargando los acuíferos y fluyéndose luego hacia el ecosistema.

Asimismo, el nivel de la laguna se ve afectado por los flujos superficiales que no sólo pueden llegar al medio a partir de un cauce, un humedal, o desde el mar, sino que también pueden resultar de algunas actividades humanas tales como el riego agrícola, cuyos retornos pueden alcanzar las lagunas, o los propios vertidos de aguas residuales. Por otro lado, es interesante tener en cuenta, en especial en zonas de uso agrícola, que la aportación subterránea suele también arrastrar nutrientes debido a la infiltración de estas sustancias en el subsuelo. En ese sentido hay numerosos ejemplos en los que esta última constituye un factor crítico para la eutrofización.

Se suele asumir que los mencionados caudales superficiales y subterráneos son los principales responsables de aporte de nutrientes a una laguna, siendo el estudio de la dinámica de estas aportaciones ineludible para el análisis de la eutrofización del medio.

En cuanto a las salidas del sistema acuático, se suele considerar la evapotranspiración, condicionada principalmente por el factor de temperatura, así como el desagüe de la laguna. Existen lagunas que no

cuentan con un contacto superficial con el litoral próximo, y que podrían considerarse a priori totalmente cerradas. Sin embargo en la práctica debe buscarse la conexión con los sistemas acuáticos colindantes, no sólo a través de flujos superficiales, sino también subterráneos.

En general, el régimen de desagüe de las lagunas costeras (superficial o subterráneo), constituye uno de los factores más complejos de caracterizar, desde el momento en que, en muchas ocasiones, es la propia acción del hombre la que lo condiciona. De hecho existen ejemplos muy característicos de lagunas en donde es dicha actuación humana (colocación de compuertas, de golas, etc.) la que condiciona el intercambio con el litoral. En estos casos, es la gestión que se haga de las conexiones lo que incide más directamente sobre la capacidad de renovación de la laguna. En este tipo de situaciones, lo normal es que la regulación de estos sistemas se haga precisamente para evitar la entrada de aguas del mar o, en su caso, para “limpiar” la laguna cuando ésta alcanza un nivel de eutrofización demasiado elevado. Este último proceso viene condicionado por la disponibilidad de caudales de agua dulce limpia con que se suele hacer el barrido.

En otros casos es el propio efecto conjunto de la precipitación y la acción del mar sobre el cordón litoral, lo que condiciona el desagüe. La influencia de este último es lo que origina la mayor o menor salinización del medio, aspecto que influye directamente sobre la evolución y el tipo de ecosistemas que en ella se asientan y, por tanto en el propio proceso de eutrofización.

Si bien el objetivo de esta tesis se centra más en lagunas predominantemente dulceacuícolas, estas situaciones donde las conexiones con el mar provocan la salinización de parte de la laguna en ciertos periodos, pueden ser críticos en el proceso de pérdida de calidad y biodiversidad de las mismas.

Por otro lado, es evidente que la precipitación y los flujos de entrada y salida son los que controlan el tiempo de renovación de la laguna y, por consiguiente, influyen sobre el estado trófico de ésta. Todo esto pone de relieve la extrema necesidad de la realización de un estudio hidrológico del medio acuático previamente al análisis de su grado de eutrofización, un estudio que se lleva a cabo con la ayuda de los modelos hidrológicos.

En el estado actual de conocimiento científico, existen numerosos ejemplos de herramientas matemáticas que permiten obtener los balances hídricos en una cuenca hidrográfica, la elección del tipo de modelo a utilizar está condicionada por el nivel de detalle que se necesita para la caracterización hídrica del sistema. La clasificación que se suele usar para los modelos hidrológicos, en conforme con el interés que se requiere de este tipo de estudios, se basa en la discretización del espacio, clasificando los modelos, tal y como se muestra en la figura III.1, en dos grandes grupos: modelos agregados y modelos distribuidos.

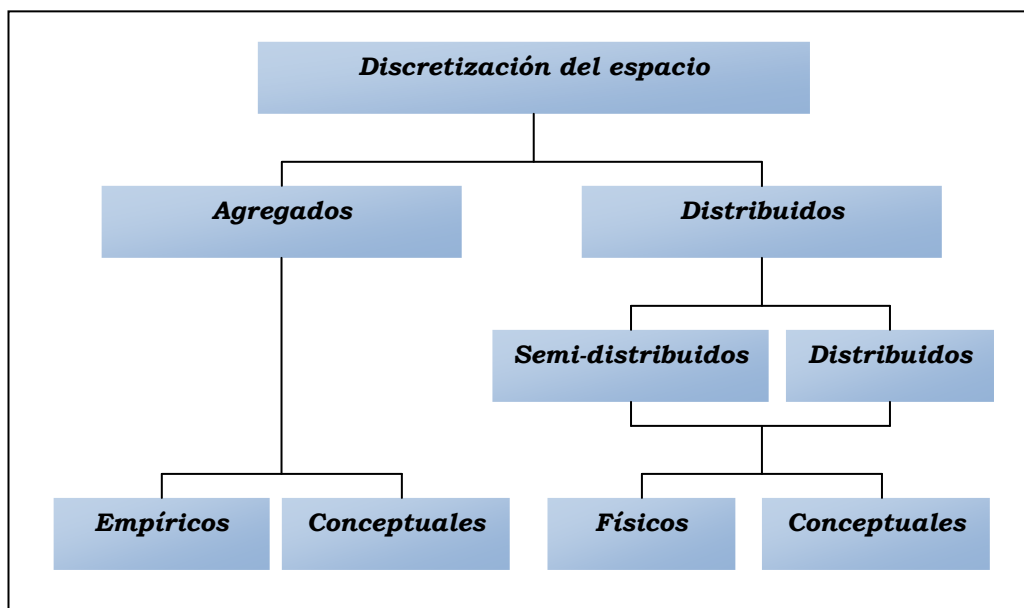


Figura III.1. Esquema clasificatorio de los modelos hidrológicos según la representación del espacio.

La discretización espacial del medio hidrológico que permite tener información de la distribución espacial de las sustancias en el medio debe ser acorde con las características del problema. La realización de estudios con este nivel de detalle suele exigir la utilización de modelos hidrológicos

distribuidos o semi-distribuidos, que abarquen la totalidad de la cuenca hidrológica de la laguna, sobre todo si hay aportaciones fluviales, para conocer perfectamente cuales la distribución de entradas que influyen en procesos de renovación de la misma. En la figura III.2 se muestra el ejemplo de una cuenca hidrológica (Albufera de Valencia). Resulta obvio, a la vista de dicha figura, que desde el punto de vista del estudio hidrológico el área que hay que analizar suele ser más amplia que la propia superficie de la laguna.

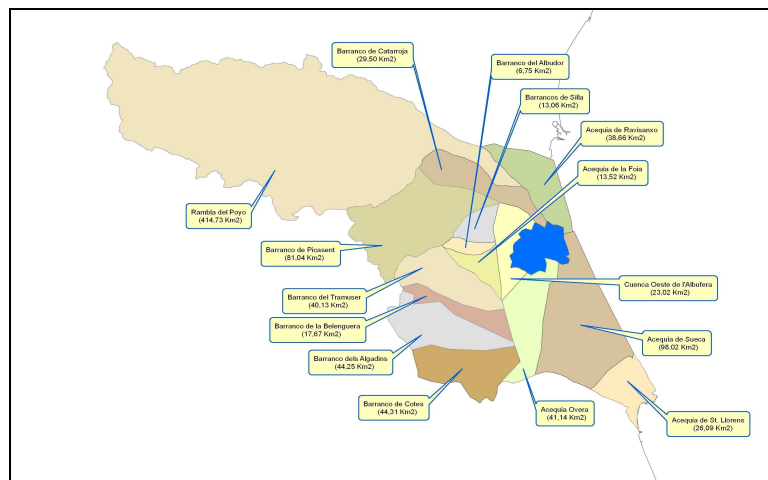


Figura III.2. Cuenca hidrológica de la Albufera de Valencia.

Por otra parte, debe considerarse, además, la escala temporal de éste ya que también tiene una gran importancia, dado que las variaciones puntuales de concentración de las sustancias de interés, como el fitoplancton o los nutrientes, suelen ser muy rápidas. De hecho, las concentraciones de fitoplancton tienen variaciones nictemerales importantes, y, de forma parecida, las variaciones de concentración de nutrientes también pueden responder rápidamente cuando se produce un barrido provocado por incrementos fuertes y puntuales de la escorrentía (por ejemplo en el caso de tormentas, muy habituales en el clima mediterráneo). En definitiva, el modelo hidrológico debe ser capaz de tener en cuenta estas variaciones empleando escalas temporales diarias en los periodos críticos y, en ningún caso, mayor que la mensual en las épocas de menor cambio en las concentraciones de fitoplancton.

Existen en la actualidad multitud de modelos hidrológicos capaces de llegar a este nivel de detalle. Entre ellos se pueden citar los siguientes: MIKE-SHE [Abbott et al., 1986a; Abbott et al., 1986b], ECOMAG [Motovilov, 1995], TOPKAPI [Ciarapica y Todini, 2002], CASC2D [Julien et al., 1995], THALES [Grayson et al., 1992], TOPOG [Vertessy et al., 1994], tRIBS [Ivanov et al., 2004; Vivoni et al., 2004], TOPMODEL [Beven, 2001], SWAT [Arnold y Fohrer, 2005; Arnold et al., 1998], MHYDAS [Moussa et al., 2002], AQUATOOL [Andreu et al., 1996].

Como se ha dicho, la caracterización de las entradas de caudales a la laguna tiene como objetivo conocer los flujos hídricos que llegan a la misma (a los que se asocian flujos de sustancias), y con ellos las dinámicas que éstos originan en el propio medio acuático. En este sentido, contar con datos hidrológicos distribuidos permite el análisis detallado de las hidrodinámicas puntuales que se presentan en cada zona y que, en algunos casos, son claras condicionantes del reparto heterogéneo de nutrientes y fitoplancton.

Dichas corrientes condicionan, a su vez, el tiempo de renovación del medio. En este sentido, está demostrado que las zonas con menos tasas de renovación tienen mayores probabilidades de sufrir eutrofización, ya que cuanto menor es el hidrodinamismo de una masa de agua, mayor es el tiempo disponible para que se desencadenen los procesos sucesivos que originan la eutrofización. En la figura III.3 se presenta un ejemplo de la distribución del tiempo de renovación por zonas de una laguna litoral, en la que se aprecian fuertes gradientes de esta variable.

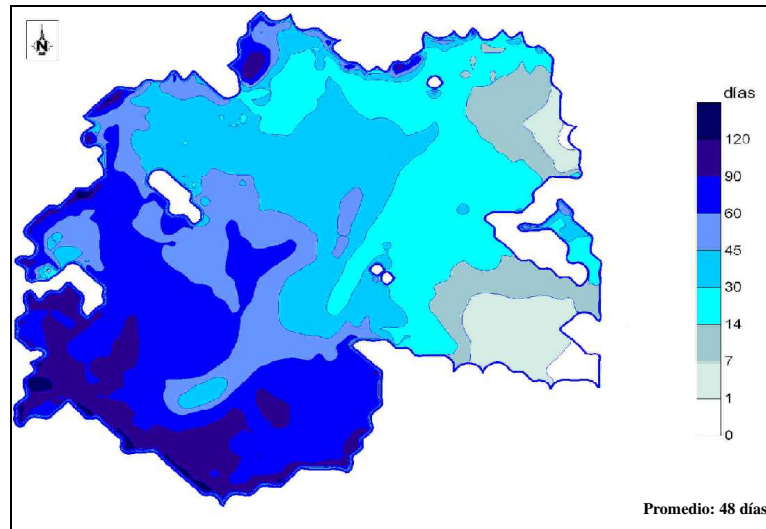


Figura III.3. Ejemplo de tiempo de renovación en una laguna litoral (Albufera de Valencia, España).

Por este motivo, el cálculo del tiempo de renovación, unido a la caracterización hidrodinámica del medio, constituyen dos pilares básicos para estimar el potencial de eutrofización de una laguna, por un lado, y las dinámicas de dispersión de sustancias, por otro.

Para la estimación de dicho tiempo de renovación, se suele recurrir a la definición del mismo como “el tiempo necesario para que una celda de la zona de estudio reduzca la concentración de un trazador conservativo en un factor de $1/e$, considerando que la celda se comporta como un tanque continuamente agitado (CSTR) y que en ninguna otra celda se introduce cantidad inicial de trazador conservativo”. La desaparición de dicha concentración en la celda se describe a través de un proceso lineal expresado por la ecuación III.1. La integración de esta última conduce a la ecuación III.2 que permite obtener el tiempo de renovación, que este caso recibe el nombre de “tiempo de renovación local” [García Gómez, 2010]:

$$\frac{dC_{(t)}}{dt} = -\gamma C_{(t)} \quad (III.1)$$

$$C_{(t)} = C_{(0)} e^{-\gamma t} \quad (III.2)$$

Donde

$C_{(t)}$: concentración de trazador conservativo en la celda en un instante de tiempo t ;

$C_{(0)}$: concentración inicial de trazador conservativo en la celda;

γ : inverso del tiempo de renovación local.

Tal y como se ha dicho anteriormente, el conocimiento de la distribución de los tiempos de renovación de la laguna constituye un punto de partida para plantear las escalas espacial y temporal del fenómeno de eutrofización. Es este sentido, un aspecto fundamental es el conocimiento de las hidrodinámicas originadas por las entradas y salidas de caudal y por las interacciones entre la laguna y el medio litoral, y que son las que condicionan dicho tiempo de renovación. Además de los anteriores, el viento puede constituir otro factor importante, generador de corrientes. De hecho, en algunas en lagunas muy cerradas, con pocas entradas y salidas de caudal, suele ser el factor que más influye en los procesos de transporte y mezcla.

En lo que se refiere a las interacciones entre laguna y litoral, la marea constituye un factor que puede influir sobre la hidrodinámica, siempre que haya conexión entre ésta y el mar. Son habituales los casos en que la existencia de cordones litorales o sistemas de cierre artificiales, limitan dicha interacción. En estos casos, la caracterización de los procesos de conexión natural o artificial entre la laguna y el medio marino, resulta ser espacialmente crítica.

Otro aspecto ligado a las dinámicas lagunares, es el transporte y dispersión de los sedimentos debido a las corrientes. Evidentemente, el efecto de las entradas y salidas de caudales y del viento se traduce, habitualmente, en la aparición de procesos de resuspensión de sustancias depositadas en los fondos que, en el caso de los nutrientes, pueden producir una retroalimentación del medio acuático.

En este sentido, existen herramientas, normalmente ligadas a los citados modelos hidrodinámicos, capaces de definir estos procesos desde un punto de vista físico. No obstante, existen otros procesos que condicionan dicha liberación, cuya resolución numérica no resulta tan inmediata, más aún cuando la resuspensión se ve condicionada por algunas actividades antrópicas, como la navegación, los dragados, etc.

El estado actual del conocimiento recoge numerosos ejemplos para el cálculo de las dinámicas anteriores, tal como ha quedado descrito en el capítulo correspondiente. En la metodología que se presenta en esta tesis se propone la utilización de los modelos hidrodinámicos bidimensionales H2D y H2DZ [García *et al.*, 2010; Revilla *et al.*, 1995], descritos previamente, que han sido ampliamente validados en estudios de la naturaleza del que nos ocupa. La aportación de nutrientes desde el sedimento, constituye un punto crítico en la definición del modelo de eutrofización y, por lo tanto, su tratamiento será analizado en un apartado posterior.

Una vez definidos los modelos hidrológicos e hidrodinámicos que se proponen en la presente metodología, a continuación se pasa a describir el modelo de eutrofización que constituye en núcleo central de la misma.

2. Modelo de eutrofización EnvHydrEM

2.1. Introducción

Tal y como se ha dicho anteriormente, el objetivo fundamental de esta tesis es la elaboración de una herramienta matemática capaz de describir, a las escalas temporal y espacial adecuadas, los diferentes procesos que inciden en la eutrofización de lagunas litorales.

En la definición de este modelo, basada en los avances recogidos en el estado del conocimiento, se han incluido procesos, de clara relevancia

para el estudio de la eutrofización en lagunas litorales, que, sin embargo, no son considerados en detalle en la mayoría de las herramientas existentes actualmente, por lo que constituyen una aportación científica de gran interés para el análisis de este tipo de fenómenos.

En la figura III.4 se muestra un esquema representativo de los procesos e interacciones que se tienen en cuenta en el modelo numérico de eutrofización, que ha sido denominado “EnvHydrEM” (***Environmental Hydraulics Institute Eutrophication Model***).

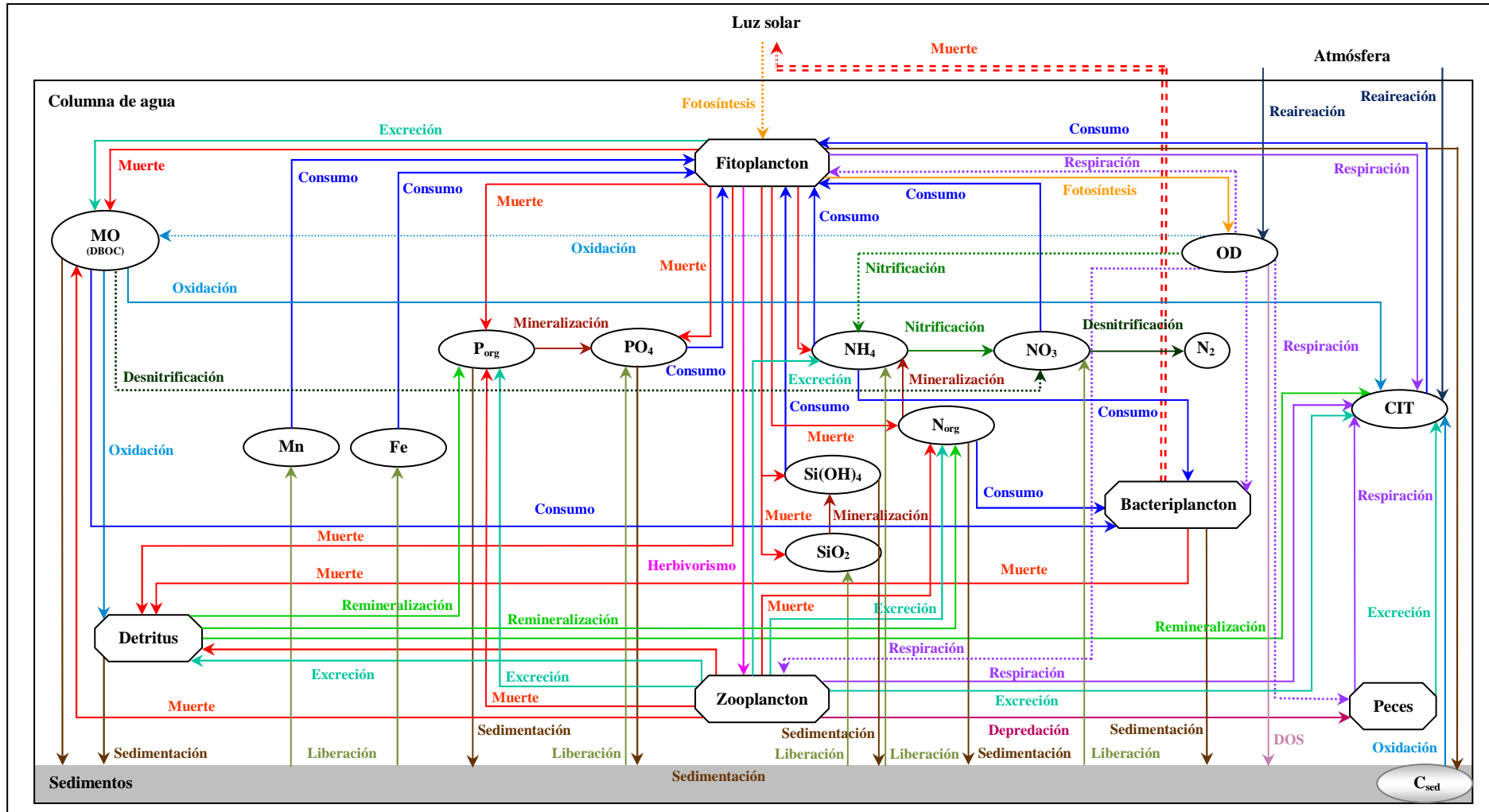


Figura III.4. Esquema representativo de los procesos e interacciones del modelo EnvHydrEM.

P_{org}: fósforo orgánico; N_{org}: nitrógeno orgánico; CIT: carbono inorgánico total; MO: materia orgánica; OD: oxígeno disuelto; Fe: incluye el ión ferroso y el hierro total; Mn: incluye el ión manganeso y el manganeso total.

Como se puede observar en dicho esquema, el modelo contempla el análisis de un total de diecinueve variables, incluyendo el fitoplancton, como eje conductor de los procesos, el carbono inorgánico total, el carbono del sedimento, el fósforo orgánico, el fósforo inorgánico, el nitrógeno orgánico, el amonio, el nitrato, el silicio disuelto disponible, el silicio biogénico particulado, el oxígeno disuelto, la materia orgánica (a través de la demanda bioquímica carbonosa de oxígeno DBOC), el zooplancton, el bacterioplancton, el detritus, el hierro (total e ión ferroso), y el manganeso (total e ión manganoso).

El modelo considera un total de setenta y dos interacciones entre las variables, recogiendo los dieciséis procesos siguientes (señalados en la figura III.4 con líneas continuas de diferentes colores): la respiración (que se presenta, por ejemplo, en línea morada continua), el consumo, la excreción, la sedimentación, la oxidación, la mineralización, la nitrificación, la desnitrificación, la fotosíntesis, la liberación por los sedimentos, el herbivorismo, la remineralización, la depredación, la reaeración, la demanda por los sedimentos (SOD) y la muerte.

En la misma figura se recogen en líneas discontinuas la contribución de algunos factores en los procesos que vienen presentados en el mismo color que éstas (un ejemplo de dicha contribución es el correspondiente al consumo de la materia orgánica por el nitrato en el proceso de desnitrificación).

Por último, se ha utilizado la doble línea discontinua en rojo para presentar el proceso de mortalidad del bacterioplancton bajo el efecto de la radiación solar.

A modo de ejemplo, en la figura anterior se puede observar que el fitoplancton está sujeto a un total de veintidós interacciones formadas por siete procesos principales: la muerte que da lugar, a su vez, a la generación de ocho sustancias incluyendo silicio (disuelto disponible y biogénico particulado), amonio, nitrógeno orgánico, detritus, fosfato, fósforo orgánico

y materia orgánica carbonosa; la excreción a materia orgánica; la fotosíntesis que exige la disponibilidad de la luz solar y produce oxígeno disuelto en el medio; el consumo de siete nutrientes para su crecimiento que son el carbono inorgánico total, el nitrato, el amonio, el silicio disuelto disponible, el fosfato, el hierro y el manganeso; la respiración que necesita oxígeno disuelto y genera carbono inorgánico; el herbivorismo por parte del zooplancton y finalmente la sedimentación que da lugar a carbono de los sedimentos.

Como se ha mencionado, la definición matemática de la interrelación de todas estas sustancias y procesos se ha llevado a cabo a partir de la revisión del estado de conocimiento. Evidentemente, muchos de los procesos que se han visto aquí ya están reflejados en otros modelos o en otras herramientas de similares características.

Sin embargo, cabe insistir, en el esfuerzo realizado para adaptar el modelo a las condiciones de medios naturales como las lagunas, lo que se ha reflejado en una definición más precisa de nuevos procesos concretos, que tienen una importancia nada despreciable en este caso frente aquellos que se suelen considerar para el análisis de eutrofización en medios naturales en general. Entre estos avances cabe señalar los siguientes:

- ✚ La consideración simultánea del carbono, el fósforo, el nitrógeno, el silicio, el hierro y el manganeso como nutrientes necesarios para el crecimiento del fitoplancton.
- ✚ Los procesos de respiración y excreción del zooplancton y de los peces presentes en el medio, dando lugar al carbono inorgánico total (CIT).
- ✚ La remineralización de detritus que da lugar a la liberación de fósforo y nitrógeno orgánicos en el medio.
- ✚ La excreción del zooplancton que suele participar también en el aumento de la concentración de amonio en la columna de agua.
- ✚ Los procesos de liberación del silicio disuelto por parte de los sedimentos y de sedimentación del silicio biogénico particulado.

- ✚ La disminución del oxígeno disuelto del medio como consecuencia de la respiración del zooplancton y de los peces.
- ✚ La excreción del fitoplancton que aumenta la concentración de la materia orgánica carbonosa en la columna de agua, y la disminución de dicha concentración como consecuencia del consumo de la misma por parte del bacterioplancton.
- ✚ La mortalidad del zooplancton por depredación.
- ✚ La consideración de la materia orgánica carbonosa, del nitrógeno orgánico y del amonio como substratos necesarios para el crecimiento del bacterioplancton.
- ✚ La mortalidad bacteriana como fuente de detritus para el ecosistema.
- ✚ Los procesos de consumo de hierro y manganeso por parte del fitoplancton.

A continuación se va a proceder a la descripción detallada de las ecuaciones matemáticas que definen el modelo, reflejando de manera más precisa aquellos procesos e interacciones bioquímicas que intervienen en cada una de ellas.

2.2. Ecuaciones matemáticas del modelo EnvHydrEM

Tal y como se ha mencionado anteriormente, el modelo propuesto en esta tesis tiene la peculiaridad de tener en cuenta todos los procesos e interacciones que pueden tener lugar entre las variables consideradas, por lo que permite un modelado completo del fenómeno de eutrofización.

2.2.1. Fitoplancton

De acuerdo con los resultados de la revisión bibliográfica de esta tesis, la mayoría de los autores expresan la variación del fitoplancton con el tiempo en función de su crecimiento y su mortalidad. Asimismo, en términos de crecimiento, dicha variación depende principalmente de la temperatura, la

radiación solar y la disponibilidad de los nutrientes. En el modelo EnvHydrEM, los nutrientes que se supone que pueden ser limitantes son el carbono, el fósforo, el nitrógeno y el silicio, además del hierro y el manganeso como micronutrientes. La consideración de estos cuatro nutrientes junto con los dos micronutrientes escogidos forma parte del valor añadido de este modelo. Por otra parte procesos como la respiración endógena, el herbivorismo por parte del zooplancton, la mortalidad o la sedimentación del propio fitoplancton, todos contribuyen a la disminución de la concentración del mismo en la comuna de agua, por lo se incluyen también en este modelo.

Todos estos aspectos se expresan de la forma siguiente:

$$F_{fito} = \frac{\partial C_{fito}}{\partial t} = \left(G_p - K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} - C_g \theta_z^{(T-20)} Z - D_b - \frac{V_{sfito}}{H} \right) C_{fito} \quad (III.3)$$

con

$$G_p = G_{max} \theta_{Gp}^{(T-20)} \frac{2.718}{k_e H} \left(e^{\frac{I_0 e^{-k_e H}}{I_s}} - e^{\frac{I_0}{I_s}} \right) \min \left\{ \frac{C_{CIT}}{k_{mC} + C_{CIT}}, \frac{PID}{k_{mP} + PID}, \frac{NID}{k_{mN} + NID}, \frac{SID}{k_{mSi} + SID}, \frac{C_{FeT}}{k_{mFe} + C_{FeT}}, \frac{C_{MnT}}{k_{mMn} + C_{MnT}} \right\} \quad (III.4)$$

y

$$I_0 = I_m (1 - 0.071 N_b) \quad (III.5)$$

Siendo

F_{fito} : término fuente/sumidero para el fitoplancton;

C_{fito} : concentración de fitoplancton;

G_p : factor de crecimiento del fitoplancton;

G_{max} : tasa máxima de crecimiento del fitoplancton a 20°C;

θ_{Gp} : coeficiente de temperatura para el crecimiento del fitoplancton;

T : temperatura del agua;

k_e : coeficiente de extinción lumínica;

H : profundidad;

I_0 : intensidad lumínica en la superficie del agua;

I_m : intensidad lumínica media;

- N_b : nubosidad;
- I_s : intensidad de saturación de la luz;
- C_{CIT} : concentración del carbono inorgánico total;
- k_{mC} : constante de semisaturación para el carbono;
- PID : concentración de fósforo inorgánico disuelto;
- k_{mP} : constante de semisaturación para el fósforo;
- NID : concentración de nitrógeno inorgánico disuelto;
- k_{mN} : constante de semisaturación para el nitrógeno;
- SID : concentración de silicio inorgánico disuelto;
- k_{mSi} : constante de semisaturación para el silicio;
- C_{FeT} : concentración del hierro total;
- k_{mFe} : constante de semisaturación para el hierro;
- C_{MnT} : concentración del manganeso total;
- k_{mMn} : constante de semisaturación para el manganeso;
- K_{pr} : tasa de respiración endógena del fitoplancton;
- θ_{pr} : coeficiente de temperatura para la respiración endógena del fitoplancton;
- C_g : tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton;
- θ_z : coeficiente de temperatura para el zooplancton;
- Z : concentración de zooplancton en la columna de agua;
- D_b : tasa de mortalidad debida al parasitismo;
- V_{sfito} : velocidad de sedimentación.

2.2.2. Carbono inorgánico total

$$\begin{aligned}
 F_{CIT} = \frac{\partial C_{CIT}}{\partial t} = & f_{dc} K_r \text{mindet} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} + K_{Csed} \theta_{sed}^{(T-20)} C_{Csed} + K_{rF} \theta_F^{(T-20)} F + \\
 & + f_{zrc} a_{cz} K_z \theta_z^{(T-20)} Z + f_{prc} a_{cp} K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} C_{fito} + K_{eF} F + f_{zec} a_{cz} G_z Z - a_{cp} G_p C_{fito} + \quad (III.6) \\
 & + f_{moc} K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} + K_a A(CO_{2s} - CO_2)
 \end{aligned}$$

con

$$G_z = a_z a_{zp} \frac{k_{mpg}}{C_{fito} + k_{mpg}} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} \quad (III.7)$$

y

$$X_{DBO} = \frac{C_{OD}}{k_{DBO} + C_{OD}} \quad (III.8)$$

Siendo

F_{CIT} : término fuente/sumidero para el carbono inorgánico total (CIT);

C_{CIT} : concentración del carbono inorgánico total;

f_{dc} : fracción de carbono inorgánico obtenido de la remineralización de detritus;

$K_{r.min.det}$: tasa de remineralización del detritus;

θ_{det} : coeficiente de temperatura para el detritus;

C_{det} : concentración del detritus;

K_{Csed} : tasa de oxidación del carbono de fitoplancton del sedimento;

θ_{sed} : coeficiente de temperatura para la oxidación del carbono de fitoplancton del sedimento;

$C_{C_{sed}}$: concentración de carbono de fitoplancton del sedimento;

K_{rF} : tasa de respiración de los peces;

θ_F : coeficiente de temperatura para la respiración de peces;

F : concentración media de peces;

f_{zrc} : fracción de carbono inorgánico obtenido de la respiración de zooplancton;

a_{cz} : ratio carbono/zooplancton;

K_{zr} : tasa de respiración del zooplancton;

θ_{zr} : coeficiente de temperatura para la respiración del zooplancton;

f_{prc} : fracción de carbono inorgánico obtenido de la respiración de fitoplancton;

a_{cp} : ratio carbono/fitoplancton;

K_{eF} : tasa de excreción de los peces;

f_{zec} : fracción de carbono inorgánico obtenido de la excreción de zooplancton;

G_z : tasa de crecimiento de zooplancton;

a_z : eficacia de conversión de zooplancton;

a_{zp} : ratio carbono/clorofila de la población de zooplancton;

k_{mpg} : constante de semisaturación de la biomasa de fitoplancton sometida a herbivorismo;

f_{moc} : fracción de carbono inorgánico obtenido de la oxidación de materia orgánica;

K_D : tasa de oxidación de la materia orgánica carbonosa;

θ_D : coeficiente de temperatura para la oxidación de la materia orgánica carbonosa;

X_{DBO} : factor de limitación del oxígeno en la oxidación de la materia orgánica carbonosa;

C_{OD} : concentración del oxígeno disuelto en la columna de agua;

k_{DBO} : constante de semisaturación para la limitación del oxígeno en la oxidación de la materia orgánica carbonosa;

C_{DBOC} : concentración de la materia orgánica carbonosa;

K_a : coeficiente de reaeración;

A : superficie del agua;

CO_{2s} : concentración de saturación del dióxido de carbono;

CO_2 : concentración de dióxido de carbono.

La variación con el tiempo de la concentración del *CIT* dentro de la columna de agua depende de varios factores. El modelo EnvHydrEM incorpora los procesos considerados por *Cole y Buchak (1995)*, que son la reaeración atmosférica de la superficie del agua, la respiración del fitoplancton, la oxidación de la materia orgánica carbonosa, la oxidación del carbono del fitoplancton sedimentado y la remineralización del detritus. Todos son procesos que aumentan la concentración del *CIT* en el ecosistema, mientras que el consumo del mismo por parte del fitoplancton para su crecimiento, la disminuye. Además de esto, este modelo considera los procesos de respiración y excreción tanto del zooplancton (términos 4 y 7 de la ecuación III.6, respectivamente) como de los peces presentes en el medio (términos 3 y 6 de la ecuación III.6, respectivamente), que contribuyen también al aumento del *CIT* dentro del sistema acuático [*Tetra Tech. Inc., 1980*].

2.2.3. Carbono del sedimento

$$F_{C_{sed}} = \frac{\partial C_{C_{sed}}}{\partial t} = a_{cp} V_{sfito} C_{fito} - \frac{V_{sedi}}{h_{sedi}} C_{C_{sed}} - K_{C_{sed}} \theta_{sed}^{(T-20)} C_{C_{sed}} \quad (III.9)$$

Siendo

$F_{C_{sed}}$: término fuente/sumidero para el carbono de fitoplancton de los sedimentos;

$C_{C_{sed}}$: concentración del carbono procedente del fitoplancton en los sedimentos;

a_{cp} : ratio carbono/fitoplancton;

V_{sedi} : tasa de acumulación del sedimento;

h_{sedi} : espesor de la capa de sedimento.

La concentración del carbono de fitoplancton de los sedimentos aumenta a medida que el fitoplancton decanta en el fondo. Por contra, disminuye con la acumulación en los sedimentos y la oxidación del mismo carbono [Chau y Jin, 1998]. El modelo EnvHydrEM considera estos mencionados procesos incluyendo el efecto de la temperatura en el proceso oxidación del carbono del sedimento, como se ve reflejado en el último término de la ecuación III.9.

2.2.4. Fósforo orgánico

$$F_{PO} = \frac{\partial C_{PO}}{\partial t} = f_{po} a_{pc} D_p C_{fito} + f_{zrp} a_{pz} D_z Z + f_{zep} a_{pz} G_z Z + f_{dpo} K_{rmin det} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} - K_{minP} \theta_{minP}^{(T-20)} X_{PRC} C_{PO} - \frac{V_{spo} (1 - f_{pod})}{H} C_{PO} \quad (III.10)$$

con

$$X_{PRC} = \frac{C_{fito}}{k_{mPC} + C_{fito}} \quad (III.11)$$

Siendo

F_{PO} : término fuente/sumidero para el fósforo orgánico;

- C_{PO} : concentración de fósforo orgánico;
- f_{po} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a fósforo orgánico;
- D_p : factor de mortalidad y respiración endógena del fitoplancton;
- a_{pc} : ratio fósforo/carbono de fitoplancton;
- f_{zrp} : fracción de zooplancton muerto que da lugar a fósforo orgánico;
- a_{pz} : ratio fósforo/carbono de zooplancton;
- D_z : tasa de mortalidad de zooplancton;
- f_{zep} : fracción de fósforo orgánico obtenido de la excreción de zooplancton;
- f_{dpo} : fracción de fósforo orgánico obtenido de la remineralización de detritus;
- K_{minP} : tasa de mineralización del fósforo orgánico;
- θ_{minP} : factor de corrección de temperatura para la mineralización del fósforo orgánico;
- X_{PRC} : factor de limitación a la mineralización del fósforo orgánico por parte del fitoplancton;
- k_{mPC} : constante de semisaturación para la limitación del fitoplancton en la mineralización del fósforo de fitoplancton;
- V_{spo} : velocidad de sedimentación del fósforo orgánico particulado;
- f_{pod} : fracción de fósforo orgánico disuelto.

Teniendo en cuenta el conjunto de los procesos citados por *Di Toro et al. (1975)*, *Wool et al. (2001)* y *Hipsey et al. (2006)*, la concentración de fósforo orgánico en la columna de agua aumenta debido a la mortalidad del fitoplancton y del zooplancton, así como a la excreción de este último. La mineralización a fosfatos y la sedimentación del fósforo orgánico llevan asociada una disminución de la concentración del mismo. El modelo EnvHydrEM considera, además de estos procesos, el de remineralización de detritus que da lugar a la liberación de fósforo en el medio, remineralización que se presenta a través del cuarto término de la ecuación III.10.

2.2.5. Fósforo inorgánico

$$F_{PI} = \frac{\partial C_{PI}}{\partial t} = f_{pi} a_{pc} D_p C_{fito} + K_{\min P} \theta^{(T-20)} X_{PRC} C_{PO} - a_{pc} G_p C_{fito} - \frac{V_{spi} (1 - f_{pid})}{H} C_{PI} + \frac{S_{pi}}{H} \quad (III.12)$$

Siendo

F_{PI} : término fuente/sumidero para el fósforo inorgánico;

C_{PI} : concentración de fósforo inorgánico;

f_{pi} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a fósforo inorgánico;

V_{spi} : velocidad de sedimentación del fósforo inorgánico particulado;

f_{pid} : fracción de fósforo inorgánico disuelto;

S_{pi} : tasa de liberación del fósforo inorgánico por los sedimentos.

La variación de la concentración del fósforo inorgánico con el tiempo depende, principalmente, de la mineralización del fósforo orgánico y de la descomposición del fitoplancton muerto. Estos procesos hacen que dicha concentración aumenta en el medio. Por contra, el consumo por parte del fitoplancton y la sedimentación del mismo, la disminuyen. Estos procesos fueron considerados por separado por autores como *Martín Moneris (1998)* y *Wool et al. (2001)* y constituyen el soporte para la expresión de la ecuación del fósforo inorgánico en el modelo EnvHydrEM.

Como se ha mencionado anteriormente, en algunos sistemas lagunares la aportación de fósforo (y otros nutrientes) desde el sedimento puede constituir un factor crítico en el enriquecimiento del medio. La consideración de este fenómeno en toda su complejidad, obliga a la utilización de modelos de sedimentación, transporte y resuspensión de estos sedimentos, a los que habría que ligar, además, los correspondientes a los procesos de liberación de sustancias en el agua. La definición de este tipo de herramientas constituye hoy en día una de las líneas punteras de investigación en este campo sujeta, además, a la disponibilidad de gran cantidad de datos de campo, para su calibración. Por ello, y sin perjuicio de plantear este aspecto como una futura líneas de investigación, en el

presente modelo se ha optado por considerar la liberación del fósforo inorgánico por el sedimento (y de otras sustancias de las que se hablará posteriormente), como una constante, dependiente de la tasa de liberación que se recoge en el último término de la ecuación anterior.

2.2.6. Nitrógeno orgánico

$$F_{NO} = \frac{\partial C_{NO}}{\partial t} = f_{no} a_{nc} D_p C_{fito} + f_{zrm} a_{nz} D_z Z + f_{zen} a_{nz} G_z Z + f_{dno} K_{rmin} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} - K_{minN} \theta_{minN}^{(T-20)} X_{NRC} C_{NO} - \frac{V_{sno}(1-f_{nod})}{H} C_{NO} - G_{B,mt} \frac{C_{NO}}{k_{mBN} + C_{NO}} \quad (III.13)$$

con

$$X_{NRC} = \frac{C_{fito}}{k_{mNC} + C_{fito}} \quad (III.14)$$

Siendo

F_{NO} : término fuente/sumidero para el nitrógeno orgánico;

C_{NO} : concentración de nitrógeno orgánico;

a_{nc} : ratio nitrógeno/carbono de fitoplancton;

f_{no} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a nitrógeno orgánico;

f_{zrm} : fracción de zooplancton muerto que da lugar a nitrógeno orgánico;

a_{nz} : ratio nitrógeno/carbono de zooplancton;

f_{zen} : fracción de nitrógeno orgánico obtenido de la excreción de zooplancton;

f_{dno} : fracción de nitrógeno orgánico obtenido de la remineralización de detritus;

K_{minN} : tasa de mineralización del nitrógeno orgánico;

θ_{minN} : factor de corrección de temperatura para la mineralización del nitrógeno orgánico;

X_{NRC} : factor de limitación de la mineralización del nitrógeno orgánico por parte del fitoplancton;

k_{mNC} : constante de semisaturación para la limitación de la mineralización del nitrógeno orgánico por parte del fitoplancton;

V_{sno} : velocidad de sedimentación del nitrógeno orgánico particulado;
 f_{nod} : fracción de nitrógeno orgánico disuelto;
 $G_{B.mt}$: tasa de crecimiento del bacterioplancton (ver ecuación III.27);
 k_{mBN} : constante de semisaturación para el consumo de nitrógeno por el bacterioplancton.

Según el estado de conocimiento, el nitrógeno orgánico aumenta en la columna de agua como resultado de la mortalidad del fitoplancton y del zooplancton, así como a la excreción de este último. Por el contrario, procesos como la mineralización a amonio y la sedimentación del nitrógeno orgánico provocan la disminución de su concentración en el ecosistema [Di Toro et al., 1975; Wool al., 2001]. La remineralización del detritus también contribuye al aumento del nitrógeno orgánico en el medio, proceso que en el modelo se expresa mediante el cuarto término de la ecuación III.13. El modelo considera, a su vez, el consumo del nitrógeno orgánico por parte del bacterioplancton (séptimo término de la misma ecuación).

2.2.7. Amonio

$$F_{NH_4^+} = \frac{\partial C_{NH_4^+}}{\partial t} = f_{na} a_{nc} D_p C_{fito} + K_{min N} \theta_{min N}^{(T-20)} X_{NRC} C_{NO} + f_{NH_3} a_{nz} G_z Z - \quad (III.15)$$

$$- a_{nc} G_p P_{NH_4^+} C_{fito} - K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} - G_{B.mt} \frac{C_{NH_4^+}}{k_{mBN} + C_{NH_4^+}} + \frac{S_{NH_4^+}}{H}$$

con

$$P_{NH_4^+} = \frac{C_{NH_4^+}}{k_{mN} + C_{NO_3}} \left(\frac{C_{NO_3}}{k_{mN} + C_{NH_4^+}} + \frac{k_{mN}}{C_{NH_4^+} + C_{NO_3}} \right) \quad (III.16)$$

y

$$X_{NIT} = \frac{C_{OD}}{k_{nit} + C_{OD}} \quad (III.17)$$

Siendo

$F_{NH_4^+}$: término fuente/sumidero para el amonio;

$C_{NH_4^+}$: concentración de amonio;

f_{na} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a concentraciones de amonio;

f_{NH_3} : fracción de amonio procedente de la excreción de zooplancton;

$P_{NH_4^+}$: factor de preferencia de consumo de amonio frente a nitrato por el fitoplancton;

C_{NO_3} : concentración de nitrato;

K_{nitri} : tasa de nitrificación del amonio;

θ_{nitri} : factor de corrección de temperatura para la nitrificación del amonio;

X_{NIT} : factor de limitación del oxígeno en la nitrificación;

k_{nit} : constante de semisaturación para la limitación del oxígeno en la nitrificación;

$S_{NH_4^+}$: tasa de liberación del amonio por los sedimentos.

La existencia del amonio en la columna de agua procede tanto de la mineralización del nitrógeno orgánico como de la transformación de una parte del fitoplancton muerto en amonio. No obstante, su consumo por parte del fitoplancton para el crecimiento y la nitrificación del mismo, hacen que dicha concentración se vaya reduciendo [Di Toro et al., 1975; Wool et al., 2001]. Es de descartar que el modelo EnvHydrEM considere el proceso de excreción del zooplancton (tercer término de la ecuación III.15) que suele contribuir también al aumento de la concentración de amonio en el medio, así como el proceso de consumo del mismo por parte del bacterioplancton (reflejado en el sexto término de la mencionada ecuación). Por otra parte algunos estudios, como el de *Martín Monerris (1998)*, pusieron de relieve la existencia de procesos de liberación de amonio por el sedimento en algunos medios muy eutrofizados, por lo que se ha considerado también en este modelo a través del séptimo término de la ecuación III.15.

2.2.8. Nitrato

$$F_{NO_3} = \frac{\partial C_{NO_3}}{\partial t} = -a_{nc} G_p (1 - P_{NH_4^+}) C_{fito} + K_{nitri} \theta_{nitri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} - K_{denitri} \theta_{denitri}^{(T-20)} X_{DENT} C_{NO_3} + \frac{S_{NO_3}}{H} \quad (III.18)$$

con

$$X_{DENT} = \frac{k_{NO_3}}{k_{NO_3} + C_{OD}} \quad (III.19)$$

Siendo

F_{NO_3} : término fuente/sumidero para el nitrato;

$K_{desnitri}$: tasa de desnitrificación;

$\theta_{denitri}$: factor de corrección de temperatura para la desnitrificación;

X_{DENT} : factor de limitación del oxígeno en la desnitrificación;

k_{NO_3} : constante de semisaturación para la desnitrificación;

S_{NO_3} : tasa de liberación del nitrato por los sedimentos.

La nitrificación del amonio conduce al aumento de la concentración de nitrato en el medio acuático, mientras que su consumo por parte del fitoplancton y su desnitrificación la reducen. Asimismo, de igual manera que con el amonio, la liberación del nitrato por los sedimentos también debe considerarse para el modelado de la eutrofización [Martín Moneris, 1998], con que se tiene en cuenta en este modelo en el cuarto término de la ecuación III.18.

2.2.9. Silicio disuelto disponible

De acuerdo con lo indicado en el capítulo anterior, la disminución de la concentración del silicio disuelto disponible en la columna de agua está influenciada, principalmente, por el consumo del mismo por parte del fitoplancton en el caso de presencia de diatomeas. Asimismo, la

mineralización del propio silicio contribuye a dicha disminución. Por otro lado, la muerte del fitoplancton condiciona el aumento de la concentración de la concentración del silicio disuelto disponible. En el modelo EnvHydrEM, se consideran todos los procesos involucrados en esta cinética, añadiendo el proceso de liberación del silicio disuelto por parte de los sedimentos, aspecto que se expresa por el primer término de la ecuación siguiente:

$$F_{Si} = \frac{\partial C_{Si}}{\partial t} = \frac{S_{Si}}{H} + a_{sc} (f_{sid} k_{fd} D_p - G_p) f_{dp} C_{fito} - a_{ex} (k_{dis} C_{Si} - C_{SiBP}) \quad (III.20)$$

Siendo

F_{Si} : término fuente/sumidero para el silicio disuelto disponible;

C_{Si} : concentración del silicio disuelto disponible;

S_{Si} : tasa de liberación del silicio disuelto por los sedimentos;

C_{SiBP} : concentración del silicio biogénico particulado;

a_{sc} : ratio silicio/carbono del fitoplancton;

f_{sid} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a silicio disuelto;

k_{fd} : fracción de silicio disponible para la depredación;

f_{dp} : porcentaje de diatomeas en el fitoplancton total;

a_{ex} : coeficiente de intercambio de silicio disuelto y particulado;

k_{dis} : coeficiente de partición de silicio absorbido frente al disuelto disponible.

2.2.10. Silicio biogénico particulado

$$F_{SiBP} = \frac{\partial C_{SiBP}}{\partial t} = f_{sip} a_{sc} (1 - k_{fd}) D_p f_{dp} C_{fito} + a_{ex} (k_{dis} C_{Si} - C_{SiBP}) - \frac{V_{sSi}}{H} C_{SiBP} \quad (III.21)$$

Siendo

F_{SiBP} : término fuente/sumidero para el silicio biogénico particulado;

f_{sip} : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a silicio particulado;

V_{sSi} : velocidad de sedimentación del silicio biogénico particulado.

El silicio biogénico particulado resulta de la mineralización del silicio disuelto disponible así como de la transformación de una parte del fitoplancton muerto en silicio particulado. Además de estos procesos, el modelo EnvHydrEM tiene en cuenta la sedimentación de esta forma de silicio.

2.2.11. Oxígeno disuelto

$$\begin{aligned}
 F_{OD} = \frac{\partial C_{OD}}{\partial t} = & K_a \theta_{Ka}^{(T-20)} (C_s - C_{OD}) + G_p \times \left(\frac{32}{12} + \frac{48}{14} \frac{14}{12} (1 - P_{NH_4^+}) \times C_{fito} \right) - \\
 & - \frac{32}{12} K_{pr} \theta_{pr}^{(T-20)} C_{fito} - K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)} a_{oc} Z - a_{FO} K_{rF} \theta_F^{(T-20)} F - K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} - \\
 & - \frac{64}{16} K_{niri} \theta_{niri}^{(T-20)} X_{NIT} C_{NH_4^+} - \frac{DSO}{H} \theta_{DOS}^{(T-20)}
 \end{aligned} \quad (III.22)$$

con

$$X_{DBO} = \frac{C_{OD}}{k_{DBO} + C_{OD}} \quad (III.23)$$

Siendo

F_{OD} : término fuente/sumidero para el oxígeno disuelto;

C_{OD} : concentración del oxígeno disuelto;

K_a : coeficiente de reaeración a 20°C;

θ_{Ka} : coeficiente de temperatura para el proceso de reaeración;

C_s : concentración de saturación de oxígeno disuelto en el agua;

a_{oc} : ratio oxígeno/carbono;

a_{FO} : ratio carbono presente en peces/oxígeno;

DSO : demanda superficial de oxígeno del fondo;

θ_{DOS} : coeficiente de temperatura para la demanda de oxígeno por los sedimentos.

Tal y como se ha visto principalmente, la variación de la concentración del oxígeno disuelto dentro de la columna de agua es función de múltiples procesos. Entre ellos se puede citar la reaeración atmosférica como suministrador principal de oxígeno al agua y la fotosíntesis del

fitoplancton, que contribuye al aumento de dicha concentración. Sin embargo, algunos procesos tales como la respiración del fitoplancton, la oxidación de la materia orgánica, la nitrificación del amonio a nitrato y, finalmente, la demanda de oxígeno por los sedimentos, necesitan el oxígeno disuelto para llevarse a cabo, por lo que la concentración de este último en el medio disminuye a medida que se van produciendo.

A estos procesos hay que añadir otro cuyo efecto suele no ser despreciable que es la respiración del zooplancton [Kitazawa y Kumagai, 2005]. También hay que señalar que en el caso de presencia de macroinvertebrados, bivalvos, crustáceos y peces en el medio acuático, existe una dependencia estacional de la demanda de oxígeno debido a la respiración de estos seres vivos (*FOD*) (cuarto y quinto términos de la ecuación III.22, sucesivamente).

2.2.12. Materia orgánica (DBOC)

$$F_{DBOC} = \frac{\partial C_{DBOC}}{\partial t} = f_{mo} a_{oc} D_p C_{fito} + f_{zmo} a_{oc} D_z Z - K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} - \frac{V_{sd}(1-f_D)}{H} C_{DBOC} - \frac{5.32}{4.14} k_{denitr} \theta_{denitr}^{(T-20)} X_{DENIT} C_{NO_3} + a_{cp} G_p C_{fito} - G_{B,mt} \frac{C_{DBOC}}{k_{mBC} + C_{DBOC}} \quad (III.24)$$

Siendo

F_{DBOC} : término fuente/sumidero para la materia orgánica carbonosa;

C_{DBOC} : concentración de la materia orgánica carbonosa (demanda bioquímica carbonosa de oxígeno);

f_{mo} fracción de fitoplancton muerto que da lugar a materia orgánica carbonosa;

f_{zmo} : fracción de zooplancton muerto que da lugar a materia orgánica carbonosa;

V_{sd} : velocidad de sedimentación de la materia orgánica carbonosa;

f_D : fracción de la materia orgánica carbonosa disuelta;

k_{mBC} : constante de semisaturación para el consumo de carbono orgánico por el bacterioplancton.

En lo que se refiere a la bien conocida como cinética de la materia orgánica carbonosa (DBOC), el modelo EnvHydrEM considera que los procesos de mortalidad de fitoplancton y zooplancton aumentan la concentración de la DBOC en el medio, así como la desnitrificación del nitrato, la oxidación de la propia materia orgánica y su sedimentación, que contribuyen a la disminución de dicha concentración. Estos procesos fueron mencionados por algunos autores como *Tkalich y Sundarambal (2003)* y *Wool et al. (2001)*, y se tienen en cuenta en el modelo EnvHydrEM. No obstante uno de los procesos que también se cuentan como fuente de materia orgánica para el medio, y que no ha sido considerado por estos autores, es la excreción del fitoplancton. Este proceso se ha incluido en la ecuación de la materia orgánica carbonosa de este modelo a través del sexto término de la ecuación III.24. Por otra parte, tal y como se ve reflejado en el último término de la misma ecuación, el modelo considera, además, el consumo de la materia orgánica carbonosa por parte del bacterioplancton.

2.2.13. Zooplancton

$$F_Z = \frac{\partial Z}{\partial t} = \left(a_z a_{zp} \frac{k_{mpg}}{C_{fito} + k_{mpg}} C_g \theta_z^{(T-20)} C_{fito} - K_{zr} \theta_{zr}^{(T-20)} - a_{nz} G_z - K_{zp} \theta_z^{(T-20)} F \right) Z \quad (III.25)$$

Siendo

F_Z : término fuente/sumidero para el zooplancton;

K_{zp} : tasa de mortalidad de zooplancton por depredación.

La variación de la concentración del zooplancton en la columna de agua depende principalmente de su crecimiento y de su mortalidad. Dicha mortalidad incluye la respiración endógena y la excreción del mismo [Di Toro et al., 1975]. Sin embargo, existe otro proceso de mortalidad de zooplancton que mencionan algunos autores como *Scavia y Park (1976)* y *Scavia (1980)*, pero no se suele considerar en los modelos de eutrofización. Se trata de la mortalidad vía depredación por parte de peces presentes en

el medio. Dicho proceso se ve reflejado en el cuarto término de la ecuación III.25.

2.2.14. Bacterioplancton

$$F_B = \frac{\partial C_B}{\partial t} = \left[G_{B.mt} \frac{C_{sub}}{k_{mB} + C_{sub}} - (0.8 + 0.02 S) \theta_{DB}^{T-20} - \frac{\alpha I_0}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) - f_b \frac{V_{sPB}}{H} \right] C_B \quad (III.26)$$

con

$$G_{B.mt} = G_{B.max} \exp^{0.092 (T-27)} \quad (III.27)$$

y

$$\frac{C_{sub}}{k_{mB} + C_{sub}} = \frac{C_{DBOC}}{k_{mBC} + C_{DBOC}} + \frac{C_{NO} + C_{NH_4^+}}{k_{mBN} + C_{NO} + C_{NH_4^+}} \quad (III.28)$$

Siendo

F_B : término fuente/sumidero para el bacterioplancton;

C_B : concentración de bacterioplancton;

$G_{B.max}$: tasa máxima de crecimiento del bacterioplancton;

C_{sub} : concentración del sustrato;

k_{mB} : constante de semisaturación para el bacterioplancton;

k_{mBC} : constante de semisaturación para el consumo de carbono por parte del bacterioplancton;

k_{mBN} : constante de semisaturación para el consumo de nitrógeno por parte del bacterioplancton;

S : salinidad del agua;

θ_{DB} : coeficiente de temperatura para la mortalidad del bacterioplancton;

α : constante de proporcionalidad;

f_b : fracción de bacterias adheridas a las partículas suspendidas;

V_{sPB} : velocidad de sedimentación de las partículas del bacterioplancton.

Conforme con lo que se ha visto en el capítulo anterior, los procesos que influyen sobre la concentración del bacterioplancton en un medio acuático

son el crecimiento y la mortalidad a través de la respiración endógena del mismo [Bissett et al., 1999], la pérdida debido a la radiación solar y la sedimentación [Chapra, 1997]. Asimismo según algunos autores como Thingstad (1987) y Faure et al., (2010), el crecimiento del bacterioplancton depende principalmente de la concentración del sustrato, que está compuesto por el carbono orgánico, el nitrógeno orgánico y el amonio. En el modelo EnvHydrEM se tienen en cuenta todos los procesos involucrados en la cinética del bacterioplancton, considerando el proceso de su crecimiento como función de la materia orgánica carbonosa, del nitrógeno orgánico y el amonio como sustratos (ecuación III.28).

2.2.15. Detritus

$$F_{det} = \frac{\partial C_{det}}{\partial t} = f_d D_p C_{fito} + f_{zd} D_z Z + D_B C_B + f_{zed} G_z Z + f_{mod} K_D \theta_D^{(T-20)} X_{DBO} C_{DBOC} - K_{rmin det} \theta_{det}^{(T-20)} C_{det} - \frac{V_{s det}}{H} C_{det} \quad (III.29)$$

Siendo

F_{det} : término fuente/sumidero para el detritus;

C_{det} : concentración del detritus;

f_d : fracción de fitoplancton muerto que da lugar a detritus;

f_{zd} : fracción de zooplancton muerto que da lugar a detritus;

D_B : mortalidad del bacterioplancton;

f_{zed} : fracción de detritus obtenido de la excreción de zooplancton;

f_{mod} : fracción de detritus obtenido de la oxidación de materia orgánica;

$V_{s det}$: velocidad de sedimentación del detritus.

En la cinética de detritus del modelo EnvHydrEM se tienen en cuenta los procesos tal como fueron establecidos por Orlob (1983), Cole y Buchak (1995) y Fiechter et al. (2009). Estos autores indicaron que el detritus aumenta en el medio a medida que el fitoplancton y el zooplancton mueren. Los procesos de oxidación de la materia orgánica también generan detritus en el medio. En cambio, la remineralización y la sedimentación del

mismo disminuyen su concentración en el ecosistema. Por otro lado, *Orlob (1983)* señaló que la excreción del zooplancton también contribuye a la generación de detritus. Además de estos procesos, el modelo EnvHydrEM incluye la mortalidad bacteriana como otro proceso importante, considerándolo como una fuente más de detritus en el medio (tercer término de la ecuación anterior).

2.2.16. Hierro total

$$F_{FeT} = \frac{\partial C_{FeT}}{\partial t} = f_{FeT}^{RSF} + f_{Fe^{2+}}^{DSF} + \frac{V_{sFe}}{H} (C_{FeT} - C_{Fe^{2+}}) - G_p a_{Fec} C_{fito} C_{FeT} \quad (III.30)$$

con

$$f_{FeT}^{RSF} = \alpha_{Fe} \left[\frac{\tau - \tau_{CFe}}{\tau_{ref}} \right] \frac{1}{H} \quad (III.31)$$

y

$$f_{Fe^{2+}}^{DSF} = S_{Fe} \left[\frac{k_{OD-Fe}}{k_{OD-Fe} + C_{OD}} + \frac{|pH-7|}{k_{pH-Fe} + |pH-7|} \right] \frac{1}{H} \quad (III.32)$$

Siendo

F_{FeT} : término fuente/sumidero para el hierro total;

C_{FeT} : concentración del hierro total (incluyendo Fe^{2+} y Fe^{3+});

f_{FeT}^{RSF} : tasa de resuspensión del hierro;

α_{Fe} : constante de velocidad de resuspensión para el hierro;

τ : tensión de corte;

τ_{CFe} : tensión crítica de corte para el hierro particulado;

τ_{ref} : tensión de corte de referencia;

$f_{Fe^{2+}}^{DSF}$: liberación del hierro por los sedimentos;

S_{Fe} : tasa de liberación de hierro;

k_{OD-Fe} : coeficiente de semisaturación para la liberación del hierro de acuerdo con la concentración de oxígeno disuelto presente en la capa por encima de los sedimentos;

k_{pH-Fe} : coeficiente de semisaturación para la liberación del hierro, función del pH en la capa por encima de los sedimentos;

V_{sFe} : velocidad de sedimentación del hierro;

$C_{Fe^{2+}}$: concentración de Fe^{2+} ;

a_{Fec} : ratio hierro/carbono del fitoplancton.

Según *Hipsey et al. (2006)* los procesos de los que depende el aumento de la concentración de hierro total dentro de la columna de agua son la resuspensión, la liberación por los sedimentos y la sedimentación. Un aspecto singular en el análisis de la resuspensión del hierro es la determinación de la tensión crítica de corte que se calcula a partir de los datos hidrodinámicos. No obstante, es evidente que el consumo del mismo como micronutriente por parte del fitoplancton conduce a la disminución de dicha concentración. El modelo EnvHydrEM considera este último proceso (último término de la ecuación III.30) junto con los otros indicados por *Hipsey* para expresar la cinética del hierro total.

2.2.17. Ión ferroso

$$\frac{\partial C_{Fe^{2+}}}{\partial t} = K_{FeR} \theta_{FeR}^{(T-20)} \frac{k_{FeR}}{k_{FeR} + C_{OD}} (C_{FeT} - C_{Fe^{2+}}) - K_{FeO} \theta_{FeO}^{(T-20)} \frac{C_{OD}}{k_{FeO} + C_{OD}} C_{Fe^{2+}} + f_{Fe^{2+}}^{DSF} - G_p a_{Fec} C_{fito} C_{Fe^{2+}} \quad (III.33)$$

Siendo

K_{FeR} : tasa máxima de reducción de Fe^{3+} a $20^\circ C$;

θ_{FeR} : coeficiente de temperatura para la reducción de Fe^{3+} ;

k_{FeR} : constante de semisaturación para la reducción de Fe^{3+} ;

K_{FeO} : tasa máxima de oxidación de hierro a $20^\circ C$;

θ_{FeO} : coeficiente de temperatura para la oxidación de hierro;

k_{FeO} : constante de semisaturación para la oxidación de hierro.

Respecto a la variación de la concentración del ión ferroso con el tiempo, el modelo EnvHydrEM tiene en cuenta los procesos de oxidación del mismo,

de reducción del hierro férrico Fe^{3+} a hierro ferroso, así como el proceso de liberación hierro ferroso por los sedimentos, dichos procesos aumentan la concentración del mismo en el medio [Hipsey et al., 2006]. Además en el presente modelo, se tiene en cuenta, al igual que con el hierro total, el consumo del hierro ferroso por parte del fitoplancton a través del cuarto término de la ecuación III.33.

2.2.18. Manganeso total

$$\frac{\partial C_{MnT}}{\partial t} = f_{MnT}^{RSF} + f_{Mn^{2+}}^{DSF} + \frac{V_{sMn}}{H} (C_{MnT} - C_{Mn^{2+}}) - G_p a_{Mnc} C_{fito} C_{MnT} \quad (III.34)$$

con

$$f_{MnT}^{RSF} = \alpha_{Mn} \left[\frac{\tau - \tau_{CMn}}{\tau_{ref}} \right] \frac{1}{H} \quad (III.35)$$

y

$$f_{Mn^{2+}}^{DSF} = S_{Mn} \left[\frac{k_{OD-Mn}}{k_{OD-Mn} + C_{OD}} + \frac{|pH-7|}{k_{pH-Mn} + |pH-7|} \right] \frac{1}{H} \quad (III.36)$$

Siendo

F_{MnT} : término fuente/sumidero para el manganeso total;

C_{MnT} : concentración del manganeso total (incluyendo Mn^{2+} y Mn^{3+});

f_{MnT}^{RSF} : tasa de resuspensión del manganeso;

α_{Mn} : constante de velocidad de resuspensión para el manganeso;

τ_{CMn} : tensión crítica de corte para el manganeso particulado;

$f_{Mn^{2+}}^{DSF}$: liberación del manganeso por los sedimentos;

S_{Mn} : tasa de liberación de manganeso;

k_{OD-Mn} : coeficiente de semisaturación para la liberación del manganeso, función de la concentración de oxígeno disuelto presente en la capa por encima de los sedimentos;

k_{pH-Mn} : coeficiente de semisaturación para la liberación del manganeso de acuerdo con el pH en la capa por encima de los sedimentos;

V_{sMn} : velocidad de sedimentación del manganeso;

$C_{Mn^{2+}}$: concentración de Mn^{2+} ;

a_{Mnc} : ratio manganeso/carbono del fitoplancton.

En el modelo EnvHydrEM se asume que, a medida que el fitoplancton consume el manganeso total, la concentración de este último en el medio va disminuyendo (cuarto de la ecuación III.34). Por otra parte, tal y como se ha visto antes, la resuspensión, la liberación por los sedimentos y la sedimentación son los procesos que conducen al aumento de dicha concentración [Hipsey et al., 2006]. Razón por la cual dichos procesos también se tienen en cuenta en este modelo.

2.2.19. Ión manganeso

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_{Mn^{2+}}}{\partial t} = & K_{MnR} \theta_{MnR}^{(T-20)} \frac{k_{MnR}}{k_{MnR} + C_{OD}} (C_{MnT} - C_{Mn^{2+}}) - K_{MnO} \theta_{MnO}^{(T-20)} \frac{C_{OD}}{k_{MnO} + C_{OD}} C_{Mn^{2+}} + \\ & + f_{Mn^{2+}}^{DSF} - G_p a_{Mnc} C_{fito} C_{Mn^{2+}} \end{aligned} \quad (III.37)$$

Siendo

K_{MnR} : tasa máxima de reducción de Mn^{3+} a $20^\circ C$ por día;

θ_{MnR} : coeficiente de temperatura para la reducción de Mn^{3+} ;

k_{MnR} : constante de semisaturación para la reducción de Mn^{3+} ;

K_{MnO} : tasa máxima de oxidación de manganeso a $20^\circ C$ por día;

θ_{MnO} : coeficiente de temperatura para la oxidación de manganeso;

k_{MnO} : constante de semisaturación para la oxidación de manganeso.

En cuanto a la cinética del ión manganeso en el modelo EnvHydrEM, la concentración depende no sólo de los procesos de oxidación del mismo, de reducción del ion mangánico Mn^{3+} a ión manganeso, y de liberación de este último por los sedimentos, procesos que aumentan dicha concentración [Hipsey et al., 2006], sino también del consumo del ión manganeso por parte del fitoplancton (último término de la ecuación anterior), y que provoca la disminución de éste en el medio.

2.3. Parámetros del modelo *EnvHydrEM*

Como se puede observar en el apartado anterior, hay numerosos parámetros que se tienen en cuenta en este modelo. Evidentemente, a partir del estado actual de conocimiento científico se pueden obtener los rangos de valores de dichos parámetros, y que se presentan en la tabla III.1. Por otra parte, uno de los aspectos más críticos a la hora de aplicar modelos de esta naturaleza es precisamente la obtención de valores para los parámetros del modelo. No obstante, a la vista de los datos que aparecen en dicha tabla, se ve que muchos de ellos tienen un rango de variación bastante acotado, con lo cual muchos de estos parámetros pueden ser definidos para los procesos habituales de eutrofización en función de los datos bibliográficos. Sin embargo, sí que otros parámetros cuya calibración está muy condicionada, principalmente, por qué tipo de medio natural se está analizando.

En la tabla a continuación se recogen los valores y rangos sacados de la bibliografía de los parámetros correspondientes a todas las ecuaciones matemáticas del modelo *EnvHydrEM*.

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM.

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencias
G_{max}	día ⁻¹	0,4 ; 2,4 ; 2,8 [0,24 – 8,57]	Bruce et al., 2006
		1,85	Builtenhuis y Geider, 2010
		2,0	Chao et al., 2010
		2,10 [1,5 – 2,5]	Chau y Jin, 1998
		2,0 ; [0,2 – 2,7]	Farnsworth y Lawrence, 2000
		2,1	Lee et al., 1991
		0,8 ; 1,4	Lessin y Raudsepp, 2006
		1,15	Martin, 1998
		1,2	Missaghi y Hondzo, 2010
		2,70	Nguyen et al., 2010
		2,4	Sugimoto et al., 2010
		1,8 [1,5 – 2,5]	Thomann y Mueller, 1987
		θ_{GP}	
1,066	Chau y Jin, 1998		
[1,066 – 1,068]	García, 1998		
1,2; 1,07	Lessin y Raudsepp, 2006		
[1,01 – 1,2]	Martin, 1998		
1,06	Missaghi y Hondzo, 2010		
1,068	Schladow et al., 2007		
1,066	Thomann y Mueller, 1987		
K_e	m ⁻¹	0,2	Cole y Tillman, 1999
		0,2	Edwards, 2001
		0,067	Fiechter et al., 2009
		(1,7 to 1,9)/z _{seshi}	Thomann y Mueller, 1987
		[0,1 – 5]	Wool et al., 2001
I_o	ly.día ⁻¹	750 [500 – 1000]	Farnsworth y Lawrence, 2000
		[200 – 750]	Wool et al., 2001
I_s	ly.día ⁻¹	300	Chao et al., 2010
		300 [150 – 350]	Di Toro et al., 1977
		300 [200 – 300]	Farnsworth y Lawrence, 2000
		95	Martin, 1998
		360	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		200	Tkalich et al., 2002
[200 – 500]	Wool et al., 2001		
k_{mc}	mg C.L ⁻¹	0,006	Chen y Durbin, 1994
k_{mN}	mg N.L ⁻¹	[0,013 – 0,065]	Aumont, 2004
		0,38	Bruce et al., 2006
		0,01	Chao et al., 2010
		0,015 [0,01 – 0,02]	Chau y Jin, 1998
		[0,01 – 0,04]	García, 1998
		0,015	Lee et al., 1991
		0,025	Martin, 1998
		0,07	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,025	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,1	Park et al., 2005
		0,055 [0,02 – 0,2]	Rigosi et al., 2011
		0,055	Schladow et al., 2007
		[0,01 – 0,02]	Thomann y Mueller, 1987
		0,025	Wool et al., 2001
0,025	Zheng et al., 2004		

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
k_{mP}	mg P.L ⁻¹	[0,001 – 0,0048]	Bruce et al., 2006
		0,0015 [0,001 – 0,005]	Chau y Jin, 1998
		0,0027 [0,001 – 0,005]	Del Barrio et al., 2012
		[0,001 – 0,005]	García, 1998
		0,02	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,001	Park et al., 2005
		0,003 [0,001 – 0,04]	Rigosi et al., 2011
		0,003	Schladow et al., 2007
		[0,001 – 0,005]	Thomann y Mueller, 1987
		0,001	Wool et al., 2001
0,001	Zheng et al., 2004		
k_{mSi}	mg Si.L ⁻¹	0,04	Arhonditsis y Brett, 2005
		0,056	Aumont, 2004
		0,0053	Estrada y Diaz, 2010
		0,1	Fennel et al., 2003
		0,1	Lancelot et al., 2000
		0,03	Melendez et al., 2009
		0,05	Park et al., 2005
[0,02 – 0,08]	Thomann y Mueller, 1987		
k_{mFe}	mg Fe.L ⁻¹	6,7 10 ⁻⁵	Lancelot et al., 2000
k_{mMn}	mg Mn.L ⁻¹	7,6 10 ⁻⁵	Knauer et al., 1999
K_{pr}	día ⁻¹	0,12 [0,05 – 0,5]	Del Barrio et al., 2012
		0,1 [0,05 – 0,15]	Di Toro et al., 1977
		0,15 [0,05 – 0,15]	Edwards, 2001
		0,1	Faure et al., 2010
		0,05	Fennel et al., 2003
		[0,05 – 0,5]	García, 1998
		0,13	Martin, 1998
		0,11	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,12; 0,125; 0,15	Schladow et al., 2007
		0,15 [0,05 – 0,25]	Thomann y Mueller, 1987
0,125	Wool et al., 2001		
θ_{pr}		1,06; 1,07; 1,12	Bruce et al., 2006
		1,045	Di Toro et al., 1977
		[1,045 – 1,08]	García, 1998
		1,05	Missaghi y Hondzo, 2010
		1,08	Thomann y Mueller, 1987
1,045	Wool et al., 2001		
C_g	L.mg ⁻¹ C.día ⁻¹	0,3	Chau y Jin, 1998
		0,3 [0,05 – 0,3]	Del Barrio et al., 2012
		0,6	Drago et al., 2001
		0,4	Faure et al., 2010
		0	Wool et al., 2001
θ_z		1,07	Mc Govern, 2006
		1,05	Lessin y Raudsepp, 2006
		0,069	Sugimoto et al., 2010
		0,02	Thomann y Mueller, 1987
D_b	día ⁻¹	0	Faure et al., 2010
		1,02	Tkalich et al., 2002
		0,01	Zhao et al., 2009

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
D_p	día ⁻¹	0,02; 0,03; 0,01	Bruce et al., 2006
		0,04 [0,032 – 0,08]	Edwards, 2001
		0,05 [0,02 – 0,8]	Farnsworth y Lawrence, 2000
		0,15	Fennel et al., 2003
		0,02	García, 1998
		0,03	Koné et al., 2005
		0,02	Lee et al., 1991
		0,1	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,02; 0,03	Schladow et al., 2007
		0,02	Wool et al., 2001
V_{sfito}	m.día ⁻¹	1,10 [1 – 1,3]	Chau y Jin, 1998
		0,5 [0,05 – 2,0]	Farnsworth y Lawrence, 2000
		[0,1 – 1,5]	García, 1998
		[1 – 1,3]	Lee et al., 1991
		0,0	Martin, 1998
		1	Schladow et al., 2007
0,1	Wool et al., 2001		
$K_{r.min.det}$	día ⁻¹	0,1	Edwards, 2001
		1,0	Fiechter et al. 2009
		0,05	Kriest y Oeschlies, 2011
θ_{aet}		1,05	Drago et al., 2001
		1,11	Lessin y Raudsepp, 2006
K_{Csed}	día ⁻¹	0,15	Chau y Jin, 1998
		0,01	EPA, 1991
θ_{sed}		1,05	Bruce et al., 2006
		1,05	Chao et al., 2010
		1,08	Schladow et al., 2007
K_{rF}	día ⁻¹	0,10; 0,22; 0,25	Hipsey et al., 2004
θ_F		0,083; 0,0548	Megrey et al., 2007
K_{eF}	día ⁻¹	0,05	Hipsey et al., 2004
K_{zr}	día ⁻¹	0,08; 0,32	Bruce et al., 2006
		0,02	Chau y Jin, 1998
		0,05	Fennel et al., 2003
		0,01	Mc Govern, 2006
θ_{zr}		1,05; 1,1; 1,15	Bruce et al., 2006
		1,045	Chau y Jin, 1998
		1,07	Mc Govern, 2006
α_{cz}	mg C.mg ⁻¹ DW	1,0	Chau y Jin, 1998
		0,4	Farnsworth y Lawrence, 2000
α_z	mg C.mg ⁻¹ C	0,65	Di Toro et al., 1975
α_{zp}	mg C.mg ⁻¹ chl-a	50	Di Toro et al., 1975
k_{mpg}	mg.chl-a L ⁻¹	0,06	Di Toro et al., 1975

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
α_{cp}	mg C.mg ⁻¹ chl-a	29	Buitenhuis y Geider, 2010
		88	Martin, 1998
		80	Missaghi y Hondzo, 2010
		30	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		61	Schladow et al., 2007
		60	Spillman et al., 2007
		[20 – 50]	Wool et al., 2001
K_D	día ⁻¹	0,23 [0,1 – 0,5]	Chau y Jin, 1998
		0,5	Estrada y Diaz, 2010
		0,00038	Nguyen et al., 2010
		0,2	Zheng et al, 2004
θ_D		1,047	Chau y Jin, 1998
		1,050	Estrada y Diaz, 2010
		0,0693	Nguyen et al., 2010
		1,047	Zheng et al, 2004
k_{DBO}	mg O ₂ .L ⁻¹	0,5	Estrada y Diaz, 2010
		1,5	Nguyen et al., 2010
		0,5	Zheng et al, 2004
K_a	día ⁻¹	0,38	Estrada y Diaz, 2010
		1,5	Lessin y Raudsepp, 2006
		1,0	Martin, 1998
		0,15	Nguyen et al., 2010
α_{pc}	mg P.mg ⁻¹ C	1,0	Chau y Jin, 1998
		0,47	Di Toro et al., 1977
		1,0	Di Toro et al., 1975
		0,025	García, 1998
		0,011	Martin, 1998
		0,025	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,75	Schladow et al., 2007
		0,025	Tkalich et al., 2002
		0,025	Wool et al., 2001
f_{po}		0,5	Chau y Jin, 1998
		0,8	Martin, 1998
		0,5	Tkalich et al., 2002
		0,5	Wool et al., 2001
α_{pz}	mg P.mg ⁻¹ C	0,01; 0,005	Bruce et al., 2006
		0,02	Di Toro et al., 1975
		0,002	Lessin y Raudsepp, 2006
		0,0128	Nguyen et al., 2010
K_{minp}	día ⁻¹	0,01	Bruce et al., 2006
		0,22	Martin, 1998
		0,25	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,01	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,22	Wool et al., 2001
θ_{minp}		1,08	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		1,08	Wool et al., 2001
k_{mpc}	mg C.L ⁻¹	1,0	Martin, 1998
		1,0	Tkalich et al., 2002
		1,0	Wool et al., 2001
V_{spo}	m.día ⁻¹	0,30	Chau y Jin, 1998
		0,15	Nakanishi et al., 1986
		2,0; 2,5; 2,75; 3,0	Schladow et al., 2007

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
f_{pod}		0,1 ; 0,4	Cerco et al., 1994
		0,55	Chau y Jin, 1998
		0,67	Dutkiewicz et al., 2005
		0,67	Parekh et al., 2004
		0,8	Tkalich et al., 2002
V_{spi}	m.día ⁻¹	18	Martin, 1998
f_{pid}		0,95-0,01364.C _{fito}	Martin, 1998
		0,7	Tkalich et al., 2002
		0,85	Wool et al., 2001
α_{nc}	mg N.mg ⁻¹ C	10	Chau y Jin, 1998
		7 [2,7 – 9,1]	Di Toro et al., 1977
		7	Di Toro et al., 1975
		0,13	Martin, 1998
		0,25	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,25	Tkalich et al., 2002
		0,25	Wool et al., 2001
f_{no}		0,3	Martin, 1998
		0,5	Lee et al., 1991
		0,5	Tkalich et al., 2002
		0,5	Wool et al., 2001
α_{nz}	mg N.mg ⁻¹ C	0,14	Di Toro et al., 1975
		0,10	Nguyen et al., 2010
K_{minN}	día ⁻¹	0,02 [0,01 – 0,03]	Bruce et al., 2006
		0,08 [0,05 – 0,15]	Di Toro et al., 1977
		0,015	Martin, 1998
		0,003	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,075	Wool et al., 2001
θ_{minN}		1,045	Di Toro et al., 1977
		1,08	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		1,08	Schladow et al., 2007
		1,08	Wool et al., 2001
k_{mNc}	mg C.L ⁻¹	1	Martin, 1998
V_{sno}	m.día ⁻¹	0,3	Chau y Jin, 1998
		1,0	Schladow et al., 2007
f_{nod}		0,55	Chau y Jin, 1998
		0,8	Tkalich et al., 2002
		1,0	Wool et al., 2001
f_{NH3}		0,5	Wool et al., 2001
K_{nitri}	día ⁻¹	0,015 [0,1 – 0,2]	Bruce et al., 2006
		0,05	Chau y Jin, 1998
		0,3	Di Toro et al., 1977
		[0,09 – 0,13]	García, 1998
		0,1; 1,08	Lee et al., 1991
		0,13	Martin, 1998
		0,25	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,18	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,003	Nguyen et al., 2010
		[0,09 – 0,13]	Wool et al., 2001

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
θ_{nitri}		1,08	Bruce et al., 2006
		1,08	Cerco y Cole, 1995
		1,045	Di Toro et al., 1977
		[1,055 – 1,099]	García, 1998
		1,08	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		1,02	Nguyen et al., 2010
		0,32	Sugimoto et al., 2010
		1,08	Wool et al., 2001
k_{nit}	mg O ₂ .L ⁻¹	0,5	Bruce et al., 2006
		2,0	Chau y Jin, 1998
		2,0	García, 1998
		1,2	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,5	Nguyen et al., 2010
		0,5	Tkalich et al., 2002
		2,0	Wool et al., 2001
$K_{denitri}$	día ⁻¹	0,08; 0,1	Bruce et al., 2006
		0,09	Chau y Jin, 1998
		0,09	García, 1998
		0,3	Martin, 1998
		0,09	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,1	Nguyen et al., 2010
		0,01	Sugimoto et al., 2010
		0,09	Wool et al., 2001
$\theta_{denitri}$		1,08; 1,045	Bruce et al., 2006
		1,08	Cerco y Cole, 1995
		1,045	García, 1998
		1,045	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		1,045	Nguyen et al., 2010
		0,14	Sugimoto et al., 2010
		1,045	Wool et al., 2001
k_{NO3}	mg O ₂ .L ⁻¹	0,5	Bruce et al., 2006
		0,1	Chau y Jin, 1998
		0,1	García, 1998
		0,1	Martin, 1998
		0,1	Muhammetoglu y Soyupak, 2000
		0,1	Nguyen et al., 2010
		0,1	Wool et al., 2001
V_{ssi}	m.día ⁻¹	0,04	Cole y Tillman, 1999
		0,1	Kim y Cerco, 2003
α_{sc}	mg Si.mg ⁻¹ C	0,2 [0,1 – 0,3]	Callies y Sharfe. 2005
		0,3; 0,8	Cerco, sin año
		0,3; 0,4	Kim y Cerco, 2003
		0,5	Park et al., 1995
		0,6	Technical University of Lisbon, 2006
		0,8	Tetra Tech, Inc., 2007
k_{fd}		0,5 [0 – 1]	Kim y Cerco, 2003
		0	Park et al., 1995
		0	Melendez et al., 2009
		0,5	Tetra Tech, Inc., 2007
		[0 – 1]	Tkalich y Sundarambal, 2003

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
k_{dis}		0,5	Cerco y Cole, 1995
		0,1	Kim y Cerco, 2003
		4,32 10 ⁻³	Melendez et al., 2009
θ_{ka}		1,024 [1,005 – 1,030]	García, 1998
		1,028	Zheng et al., 2004
α_{oc}	mg O ₂ .mg ⁻¹ C	2,6667	Bruce et al., 2006
		2,67	Estrada y Diaz, 2010
		2,67	Kim y Cerco, 2003
		2,65	Lee et al., 1991
		2,87	Schladow et al., 2007
α_{fo}	mg C.mg ⁻¹ O ₂	2,67	Hipsey et al., 2004
DSO	g O ₂ m ⁻² .día ⁻¹	[0,5 – 3]	Berger, 1994
		1	Cole y Tillman, 1999
		0,65	Estrada y Diaz, 2010
		[0,2 – 4]	García, 1998
		0,2	Schladow et al., 2007
		[1,2 – 2,5]	Zheng et al., 2004
θ_{DSO}		1,08	Estrada y Diaz, 2010
		[1,04 – 1,13]	García, 1998
		1,024	Tkalich et al., 2002
		1,080	Zheng et al., 2004
K_{zp}	día ⁻¹	0,024	Berger, 1994
		0,15	Fennel et al., 2003
		0,145	Fiechter et al., 2009
		0,1	Koné y Cole, 1995
		[0,2 – 0,25]	Lee et al., 1991
		0,015	Nguyen et al., 2010
		0,064	Sugimoto et al., 2010
		0,02	Wool et al., 2001
V_{SD}	m.día ⁻¹	0	Chau y Jin, 1998
		0,03	Estrada y Diaz, 2010
		0,5	Zheng et al., 2004
f_D		0,1	Bruce et al., 2006
		1,0	Estrada y Diaz, 2010
		0,1	Missaghi y Hondzo, 2010
		0,5	Tkalich et al., 2002
		0,5	Zheng et al., 2004
D_z	día ⁻¹	0,01	Bruce et al., 2006
		0,1	Chau y Jin, 1998
		0,05	Drago et al., 2001
		0,15	Fennel et al., 2003
		0,145	Fiechter et al. 2009
		0,1	Koné et al., 2005
		[0,2 – 0,25]	Lee et al., 1991
		0,04	Mc Govern, 2006
		0,015	Nguyen et al., 2010
		0,01	Tkalich et al., 2002
$G_{B.max}$	día ⁻¹	2,0	Bissett et al., 1999
		3,12	Faure et al., 2010
		4,32	Lancelot et al., 2000
		0,144	Walsh et al., 1999

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
θ_{DB}		1,06 1,07	Hipsey et al., 2004 Thomann y Mueller, 1987
k_{mBC}	mg C.L ⁻¹	1,56 0,12 0,01 0,3	Bissett et al., 1999 Faure et al., 2010 Lancelot et al., 2000 Zhao et al., 2009
k_{mBN}	mg N.L ⁻¹	0,364 0,014 0,007	Bissett et al., 1999 Faure et al., 2010 Zhao et al., 2009
D_B	dia ⁻¹	0,24 1 0,09	Lancelot et al., 2000 Tklich et al., 2002 Zhao et al., 2009
f_b		0,09 0,871	McCorquodale et al., 2004 Zhang, 2011
V_{sPB}	m.dia ⁻¹	0,4 0,1 [0,1 – 1]	Chapra, 1997 Kim y Cerco, 2003 Pedrós-Alió et al., 1989
V_{sdet}	m.dia ⁻¹	0,08 [0,08 – 0,8] 10 8 5 0,2 1,73	Edwards, 2001 Fennel et al., 2003 Fiechter et al. 2009 Koné et al., 2005 Lessin y Raudsepp, 2006 Sugimoto et al., 2010
K_{FeR}	dia ⁻¹	0,03 0,03	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
θ_{FeR}		1,08 1,05	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{FeR}	mg.L ⁻¹	2,0 0,5	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
K_{FeO}	dia ⁻¹	0,2 0,06	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
θ_{FeO}		1,08 1,05	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{FeO}	mg.L ⁻¹	2 2	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
α_{FeC}	mg Fe.mg ⁻¹ C	9,27 10 ⁻⁴	Lancelot et al., 2000
S_{Fe}	mg.m ⁻² .dia ⁻¹	10 440	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{OD-Fe}	mg.L ⁻¹	4 0,04	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{pH-Fe}		7 1000000	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
V_{sFe}	m.dia ⁻¹	0 8,64	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
α_{Fe}	mg.m ⁻² .dia ⁻¹	864	Garcia-Webb, 2003
τ_{ref}	N.m ⁻²	1 1	Herzfeld y Hamilton, 2000 Rubio, 2009
τ_{CFe}	N.m ⁻²	0,05 0,04	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
K_{MnR}	dia ⁻¹	0,02 0,03	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
θ_{MnR}		1,08 1,05	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004

Tabla III.1. Valores y rangos bibliográficos de los parámetros del modelo EnvHydrEM (cont.).

Parámetro	Unidad	Valores/[Rangos] bibliográficos	Referencia
k_{MnR}	mg.L ⁻¹	2 0,5	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
K_{MnO}	día ⁻¹	0,15 0,1	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
θ_{MnO}		1,08 1,05	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{MnO}	mg.L ⁻¹	2 0,5	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
α_{MnC}	mg Mn.mg ⁻¹ C	2,75 10 ⁻⁵ ± 2,29 10 ⁻⁶	Schoemann et al., 2001
S_{Mn}	mg.m ⁻² .día ⁻¹	10 86	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{OD-Mn}	mg.L ⁻¹	4 0,4	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
k_{pH-Mn}		7 1000000	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
V_{sMn}	m.día ⁻¹	0 0,864	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
α_{Mn}	mg.m ⁻² .día ⁻¹	864	Garcia-Webb, 2003
τ_{CMn}	N.m ⁻²	0,05 0,04	Garcia-Webb, 2003 Hipsey et al., 2004
V_{sedi}	día ⁻¹	0,001	Chau y Jin, 1998

2.4. Resolución numérica del modelo

La ecuación con que se obtiene la evolución de la concentración de una sustancia en función de los procesos de advección y dispersión integrada en vertical se expresa de la manera siguiente [Fletcher, 1991]:

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} + \frac{\partial uHc}{\partial x} + \frac{\partial vHc}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(HD_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HD_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + F \quad (III.38)$$

Siendo

c : concentración de una sustancia;

u : componente del vector velocidad longitudinal;

v : componente del vector velocidad transversal;

D_x : coeficiente de difusión turbulenta longitudinal;

D_y : coeficiente de difusión turbulenta transversal;

H : profundidad de la columna de agua;

F : término fuente/sumidero de la sustancia.

Para resolver esta ecuación, se ha aplicado la técnica de *split* direccional [Sámano, 2011; García, 2004], a partir de la cual se obtienen las siguientes expresiones:

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} = -\frac{\partial uHc}{\partial x} \quad (III.39)$$

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (HD_x \frac{\partial c}{\partial x}) \quad (III.40)$$

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} = -\frac{\partial vHc}{\partial y} \quad (III.41)$$

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} (HD_y \frac{\partial c}{\partial y}) \quad (III.42)$$

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} = F \quad (III.43)$$

En este sentido, se pueden determinar los valores de concentración en las caras de celda interpolando los valores de concentración definidos en el centro de las celdas contiguas a las caras de flujo. La figura a continuación representa el esquema de celdas utilizado para dicha discretización.

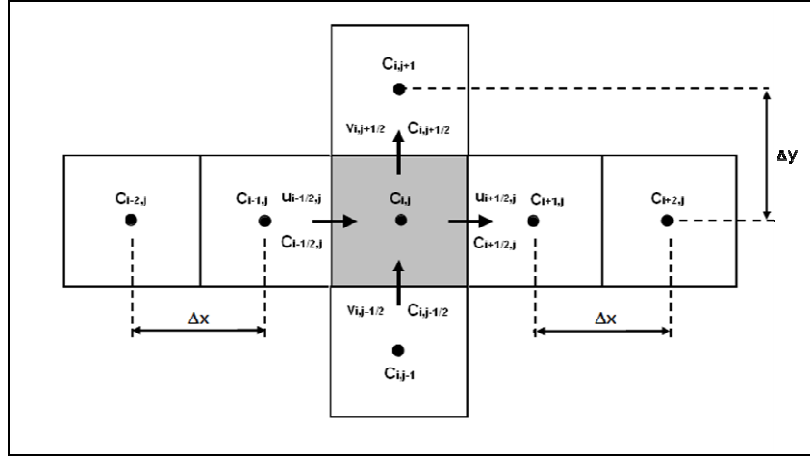


Figura III.5. Esquema de celdas utilizado en la discretización de la ecuación de advección.

$$\text{Con} \quad c_{r_{i+1/2,j}} = u_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad c_{r_{i,j+1/2}} = v_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta y} \quad (\text{III.44})$$

El análisis de advección de la ecuación de transporte se ha llevado a cabo mediante el esquema *upwind*, en el que el valor de la concentración en el nodo situado hacia aguas arriba prevalece para la aproximación del valor en la cara de celda (discretización de tipo *backward*) [Fletcher, 1991], mientras que la parte dispersiva de la ecuación ha sido modelada mediante de un esquema centrado. Con todo ello, la expresión global de la ecuación que representa la variación de la concentración de una determinada sustancia considerando los procesos de advección y dispersión, en las direcciones x e y , se presenta de la forma siguiente [García, 1998]:

$$\begin{aligned} c_{i,j}^{n+1} = c_{i,j}^n &+ \frac{1}{H_{i,j} \Delta x} \left[\frac{H_{i+1,j} + H_{i,j}}{2} D_{x(i+1,j)} \frac{c_{i+1,j}^n - c_{i,j}^n}{\Delta x} - \frac{H_{i,j} + H_{i-1,j}}{2} D_{x(i,j)} \frac{c_{i,j}^n - c_{i-1,j}^n}{\Delta x} \right] + \\ &+ \frac{1}{H_{i,j} \Delta y} \left[\frac{H_{i,j+1} + H_{i,j}}{2} D_{y(i,j+1)} \frac{c_{i,j+1}^n - c_{i,j}^n}{\Delta y} - \frac{H_{i,j} + H_{i,j-1}}{2} D_{y(i,j)} \frac{c_{i,j}^n - c_{i,j-1}^n}{\Delta y} \right] - \\ &- \frac{(u - |u|)}{2} \Delta t \frac{c_{i+1,j}^n - c_{i,j}^n}{\Delta x} - \frac{(u + |u|)}{2} \Delta t \frac{c_{i,j}^n - c_{i-1,j}^n}{\Delta x} - \\ &- \frac{(v - |v|)}{2} \Delta t \frac{c_{i,j+1}^n - c_{i,j}^n}{\Delta y} - \frac{(v + |v|)}{2} \Delta t \frac{c_{i,j}^n - c_{i,j-1}^n}{\Delta y} \end{aligned} \quad (\text{III.45})$$

Por otra parte, el estudio de la evolución de una sustancia requiere, a su vez, el análisis de las reacciones que experimenta dicha sustancia a lo

largo del tiempo. En este sentido, en el modelo propuesto en esta tesis se adoptan cinéticas de primer orden que suelen ser expresadas de la forma siguiente:

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = f(c_i, t) \quad (\text{III.46})$$

Dado que las concentraciones dependen sólo del tiempo, se pueden aproximar como ecuaciones diferenciales ordinarias, que presentan a través de la siguiente expresión:

$$\frac{dc_i}{dt} = f(c_i, t) \quad (\text{III.47})$$

Para la resolución de estos términos, se han empleado dos métodos numéricos en el modelo EnvHydrEM: el método de *Runge-Kutta* de orden cuatro [Press et al., 1992], con que se obtiene el valor de la concentración en cada instante de tiempo mediante la evaluación de la ecuación diferencial de reacción en cuatro puntos, y el método de *Euler* [Butcher, 2003], para cuando se necesita realizar simulaciones más rápidas. No obstante, para los casos de estudio elaborados en esta tesis, se ha aplicado el método de *Runge-Kutta*. En la figura III.6 se representa el esquema de resolución de dicho método numérico.

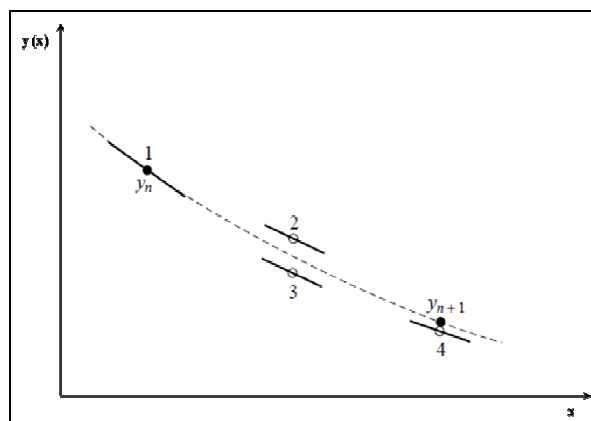


Figura III.6. Esquema de resolución del método numérico *Runge-Kutta* de orden cuatro.

Con

$$y_{n+1} = y_n + \frac{1}{6}k_1 + \frac{1}{3}k_2 + \frac{1}{3}k_3 + \frac{1}{6}k_4 \quad (III.48)$$

Siendo

$$\begin{cases} k_1 = h f(x_n, y_n) \\ k_2 = h f(x_n + h/2, y_n + k_1/2) \\ k_3 = h f(x_n + h/2, y_n + k_2/2) \\ k_4 = h f(x_n + h, y_n + k_3) \end{cases} \quad (III.49)$$

La utilización de los esquemas numéricos para la resolución de la ecuación de transporte suele generar inestabilidades. Para que no se magnifiquen los errores numéricos, dicha ecuación debe de cumplir la condición de *Courant* [*Courant et al., 1956*]:

$$|C_r| \leq 1 \quad (III.50)$$

Entonces, es necesario que la distancia recorrida por el frente de concentración, en un paso de tiempo de cálculo, no supere la dimensión de la discretización espacial seleccionada para representar el dominio de cálculo:

$$\Delta t \leq \frac{1}{\left(\frac{u_i}{\Delta x_i}\right)} \quad (III.51)$$

En cuanto a la resolución de la ecuación de difusión, la estabilidad del método depende principalmente del llamado número de *Peclet* ($u \cdot \Delta x / D$), a través de la siguiente fórmula:

$$\left(\frac{2D_{x_i}}{(\Delta x_i)^2}\right) \Delta t \leq 1 \quad (III.52)$$

Cabe señalar que el modelo EnvHydrEM ha sido codificado en el lenguaje de programación *Fortran 90*.

La aplicación del modelo propuesto EnvHydrEM requiere una caracterización hidrológica e hidrodinámica previa del área de estudio, que

constituye el punto de partida para el análisis del estado trófico en la misma. Dicha caracterización se ha llevado a cabo mediante modelos matemáticos hidrológicos e hidrodinámicos tales como el H2D.

Con el fin de analizar el comportamiento del modelo propuesto entre un área de estudio y otra, se han elegido dos diferentes lagunas con ámbitos totalmente distintos, como áreas objeto de este estudio: una laguna con ámbito atlántico (Marismas de Victoria, en Cantabria) y otra de ámbito mediterráneo (Albufera de Valencia). En el capítulo a continuación se describirán en detalle los estudios de eutrofización realizadas en ambas lagunas y se presentarán los resultados obtenidos en cada uno de ellos. Luego se procederá a un análisis comparativo de estos resultados, consiguiendo determinar, más o menos, los puntos de diferencia, respecto al proceso de eutrofización, entre una laguna litoral mediterránea y otra atlántica.

2.5. Análisis de sensibilidad del modelo

En el modelado numérico del proceso de eutrofización, se presentan básicamente dos etapas: En la primera se realiza un análisis de sensibilidad del modelo frente a diferentes valores de los parámetros numéricos que lo caracterizan, con el fin de facilitar los procesos de calibración y validación, que se desarrollan en una segunda etapa.

Para el estudio de sensibilidad se dispone de la información bibliográfica recogida en este trabajo, acerca de los valores y rangos de dichos parámetros (tabla III.1), información que debe ser contrastada, a través de herramientas estadísticas de comparación. Estas pruebas permiten comparar las diferentes situaciones posibles, con el fin de determinar la precisión de cada uno de los escenarios simulados frente a un escenario patrón, que en los casos de este estudio está formado por los datos de campañas de campo.

CAPÍTULO IV. CASOS DE
APLICACIÓN: LAGUNAS DE
VICTORIA Y ALBUFERA DE
VALENCIA

En este capítulo se trata de aplicar el modelo EnvHydrEM y la metodología descrita anteriormente al estudio de dos lagunas litorales situadas en las cuencas Atlántica y Mediterránea de la Península Ibérica. Dichas lagunas son las marismas de Victoria en Cantabria y la Albufera de Valencia.

La primera corresponde a una zona climática más septentrional, está sujeta a menos presiones antrópicas y a una mayor influencia marina, lo que la confiere un estado mesotrófico, con algunos episodios de eutrofización puntuales. La segunda, en cambio, corresponde a un medio altamente eutrofizado, cuyo estado está muy condicionado por el uso de su entorno y de sus propias aguas para el cultivo intensivo del arroz.

1. Análisis de la eutrofización de las marismas de Victoria

1.1. Ámbito del estudio

Las marismas de Victoria y Joyel, junto con el estuario del Asón (marismas de Santoña), forman el conjunto de humedales más importante del norte de la Península Ibérica, que ha sido declarado como Reserva Natural por parte del Gobierno Español, e incluido en convenios internacionales en lo que se refiere a la conservación de aves acuáticas, como el Convenio de *Ramsar*. Pese a su denominación de “marismas”, las lagunas de Victoria y Joyel constituyen ejemplos de lagunas litorales de agua dulce que periódicamente se salinizan por su conexión con el mar.

Este espacio natural constituye una unidad fisiográfica de gran riqueza biológica y paisajística, situada en la costa de Cantabria, en el término municipal de Noja, a medio camino entre las ciudades de Santander y Bilbao, tal y como se representa en la figura IV.1. De gran diversidad biológica, Victoria se considera como una laguna costera dulciacuícola ya que la influencia de los aportes dulceacuícolas resulta ser mayor que la de los marinos. Dicha marisma ocupa una superficie de 61 ha, de las que

39,5 son marisma y 21,5 dunas. La fuerte presión de ocupación de la marisma de Victoria ha llevado desde mediados del siglo XIX a una reducción de la superficie inundable. Se estima que la superficie actual del estuario es aproximadamente un 25% de la original en la transgresión Flandriense. Esta tendencia que se ha visto frenada en los últimos años con la declaración de la zona como espacio protegido.



Figura IV.1. Localización de la marisma de Victoria.

En la marisma de Victoria no desemboca ningún río de importancia, por lo que todos los aportes de agua dulce corresponden a la lluvia y a la escorrentía superficial. Por otro lado, la marisma se comunica con el mar a través de un estrangulamiento que limita el canal que atraviesa las dunas y la playa de Trengandín. La figura IV.2 muestra una imagen de la marisma, en la que se puede apreciar en la parte inferior derecha, la citada playa, el cordón dunar y la carretera que la bordea y, en el centro, la marisma, que está separada por dicha carretera del canal que la comunica con el mar. Este canal está atravesado por un puente del siglo XVI, del cual se aprecian tres vanos semicirculares de unos 3 metros de anchura máxima. La cota del fondo del canal en esta zona es de +4,06 m respecto al NMM en el vano central y de +3,94 m en los laterales. Asimismo el canal atraviesa un puente recientemente creado, que corresponde a la carretera que une el pueblo de Noja con el barrio de Helgueras, con un vano de 10 m. En la figura IV.3 se representa una imagen de ambos puentes.



Figura IV.2. Imagen aérea de la marisma de Victoria.



Figura IV.3. Imagen de los puentes, medieval (izquierda) y nuevo (derecha), que atraviesan el canal que conecta la marisma de Victoria con el mar.

La conexión de la laguna con el mar está condicionada por la situación de apertura y cierre del mencionado canal (figura IV.4). Cuando las precipitaciones son abundantes, el caudal de agua dulce hacia el mar provocará la erosión de la duna, mientras que en períodos de estabilidad climática la dinámica marina es predominante y origina la acumulación de sedimento en la playa, cerrándose el canal. La longitud y la anchura están condicionadas por los eventos de tormenta que las suelen afectar, dado que cuando éstos ocurren, la línea de costa alcanza cotas más altas,

originando que parte del canal se quede sumergido y la cantidad de agua que se desplaza por el mismo sea mayor. Ello da lugar a la erosión de sus márgenes y al aumento de la anchura del canal.

En la figura IV.5 se ilustran el canal de desagüe en dos situaciones diferentes: semi cerrado y abierto. Cabe señalar que la primera foto fue tomada en febrero de 2011 mientras que la segunda se tomó en el mes de marzo del mismo año.



Figura IV.4. Imagen aérea del canal atravesando la playa de Trengandín [Benito, 2005].



Figura IV.5. Imagen del canal de desagüe en situación semi cerrado (izquierda) y abierto (derecha).

A lo largo de estos últimos años, la conexión de la marisma de Victoria con el mar ha ido limitándose. Por otro lado, la marisma de se comporta como un humedal confinado, alimentado mayoritariamente por aguas dulces procedentes de manantiales de origen continental, con mínimas

aportaciones de agua de mar, aunque en ocasiones se produce la entrada de esta última.

La marisma presenta un problema de eutrofización que se atribuye más a un proceso natural favorecido por sus características hidromorfológicas propias que a la existencia de focos significativos de contaminación.

1.2. Datos básicos de partida

El análisis de la calidad de las aguas de la marisma de Victoria se ha llevado a cabo a través de la evaluación de los sistemas hidrológico e hidrodinámico de ese ecosistema y de su entorno litoral, así como del estudio de los efectos de vertido de los efluentes del sistema de saneamiento y de su influencia sobre la calidad de las aguas de la laguna y del litoral mediante el análisis de los procesos de eutrofización. Para ello, se han seleccionado datos de batimetría, precipitaciones, caudales de entrada, temperaturas, radiación y evaporación, intensidades y direcciones del viento, y marea astronómica.

1.2.1. Batimetría

Para la generación de la batimetría de la marisma de Victoria, se ha combinado información procedente de fuentes como las cartas náuticas 942 y 943 del Instituto Cartográfico de la Marina, el “Proyecto General de Saneamiento de las Marismas de Santoña” (CHN, 2003), el “Proyecto de Colector Interceptor General de Noja y Arnuelo. Saneamiento General de las Marismas de Victoria y Joyel. (Cantabria)” (Apia XXI S.A., 2005), el modelo digital del terreno a escala 1:5000 del Gobierno de Cantabria, la batimetría realizada por el Instituto Cartográfico de la Marina en la campaña de las marismas de Noja y, finalmente, la topografía de los canales de conexión de la marisma de Victoria, facilitada por la empresa

SIEC. En la figura IV.6 se recoge la batimetría de la marisma y de su canal de desagüe.

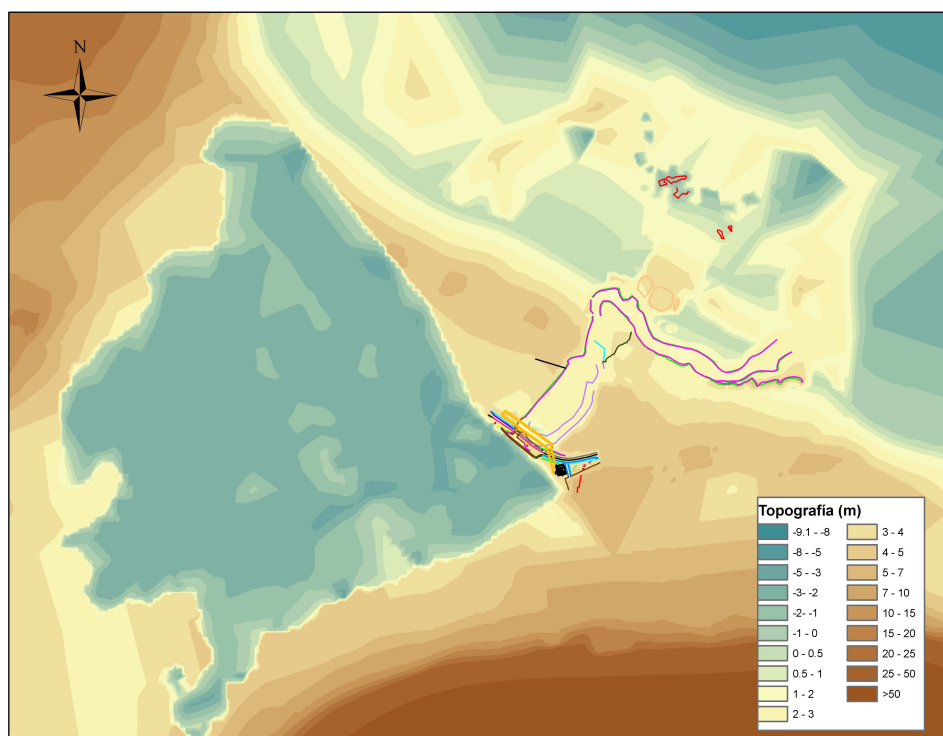


Figura IV.6. Batimetría de la marisma de Victoria.

Como se puede observar en esta figura, la profundidad de la columna de agua en la marisma de Victoria varía entre 1 y 3 metros, llegando a alcanzar los 5 metros en algunos puntos de la laguna.

1.2.2. Datos meteorológicos

De los datos de que dispone la Confederación Hidrográfica del Cantábrico [DHCO, 2011] sobre la precipitación anual en la zona, se deduce que la pluviometría tiene un rango amplio de variación temporal. Se estima que la precipitación anual media para el periodo 1980/81-2005/06, es de 1184 mm/año, con valores máximos de 1549 mm/año en años lluviosos y mínimos de 823 mm/año en años secos.

Para la caracterización de la precipitación en la cuenca a más corto plazo se han utilizado los siguientes datos facilitados por la AEMET: datos medios diarios del pluviómetro de Laredo (estación 1086) para el periodo 2006-2010; datos diezminutales del pluviógrafo de Santander Parayas (estación 1109) para el periodo 2006-2010, y datos diezminutales del pluviógrafo de Treto (estación 1096) para el periodo 2009-2010. Por otra parte, puesto que se requiere disponer de información sobre la intensidad y la duración de los aguaceros, ha sido preciso establecer un método para su estimación a partir de los datos pluviométricos disponibles. Para ello, se han utilizado los correspondientes a la estación de Santander.

A modo de resumen de la información pluviográfica utilizada, en las figuras IV.7 e IV.8 se recogen, respectivamente, las precipitaciones entre 2006 y 2010 en la zona de Victoria y los datos de precipitaciones medias mensuales correspondientes [SIEC, 2011].

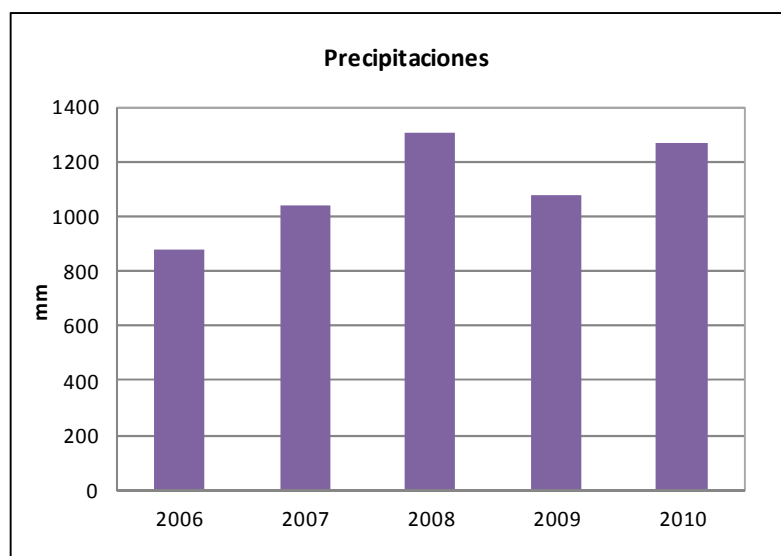


Figura IV.7. Precipitaciones anuales durante el periodo 2006-2010.

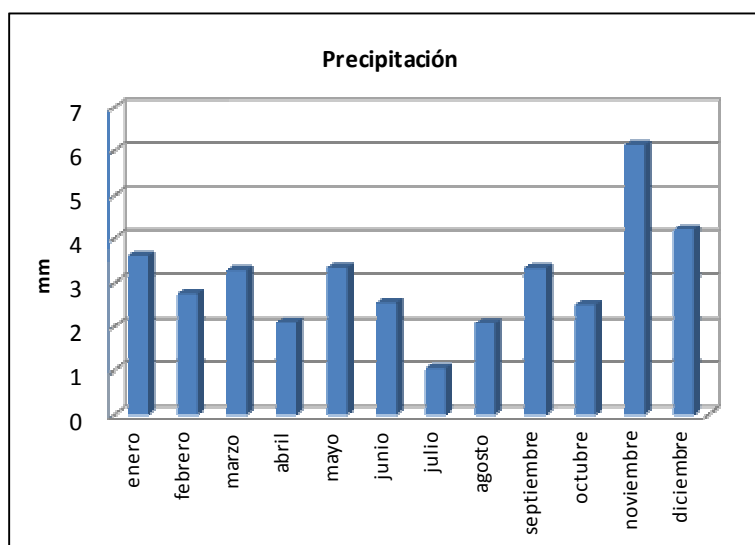


Figura IV.8. Precipitación media mensual en el periodo 2006-2010.

A partir de estas figuras, se puede observar que, por un lado, la precipitación anual registrada en el año 2009 es de alrededor de 1078 mm/año muy próxima al valor medio de precipitaciones de toda la serie (1113,3 mm/año). Asimismo, se observa que es durante el mes de noviembre donde se registran mayores precipitaciones, siendo las más bajas en el mes de julio.

En cuanto a los datos de temperatura, se han adoptado los valores mensuales máximos, mínimos y medios, registrados en la estación meteorológica Santander-Parayas, entre el periodo 2006-2010, ofrecidos por AEMET. La figura IV.9 muestra los valores de la temperatura media mensual a lo largo del 2009. En dicha figura se aprecia que la temperatura media anual registrada en la laguna es de aproximadamente 15°C, llegando a los 21°C durante el mes de agosto.

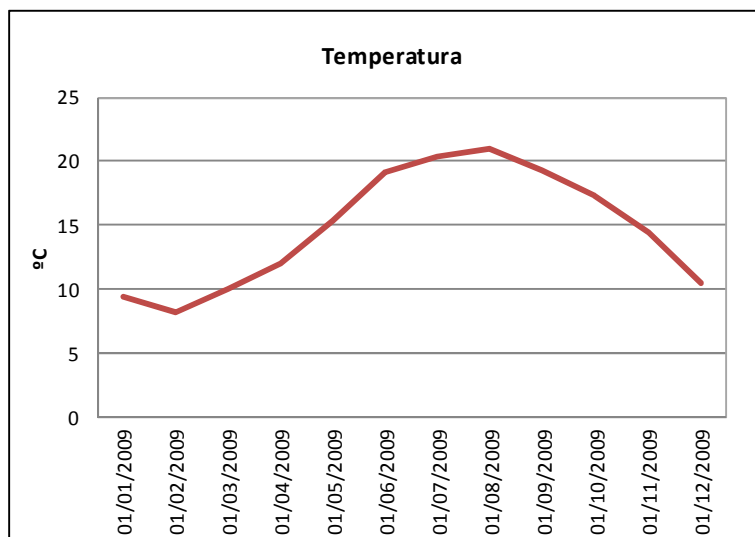


Figura IV.9. Temperatura media mensual en Victoria durante 2009.

También se han obtenido, a través de la AEMET, datos mensuales de radiación global total (MJ/m^2) y evapo-transpiración potencial media (mm), en el periodo 2006-2010. En las figuras IV.10 e IV.11, respectivamente, se recogen dichos datos para el año 2009. Estas figuras muestran que la radiación más alta es de, aproximadamente, $690 \text{ MJ}/\text{m}^2$ registrada en el mes de junio, siendo la media anual de $420 \text{ MJ}/\text{m}^2$. Mientras que la evapotranspiración media anual registrada en la marisma es de alrededor de 58 mm alcanzando los 104 mm durante el mes de julio.

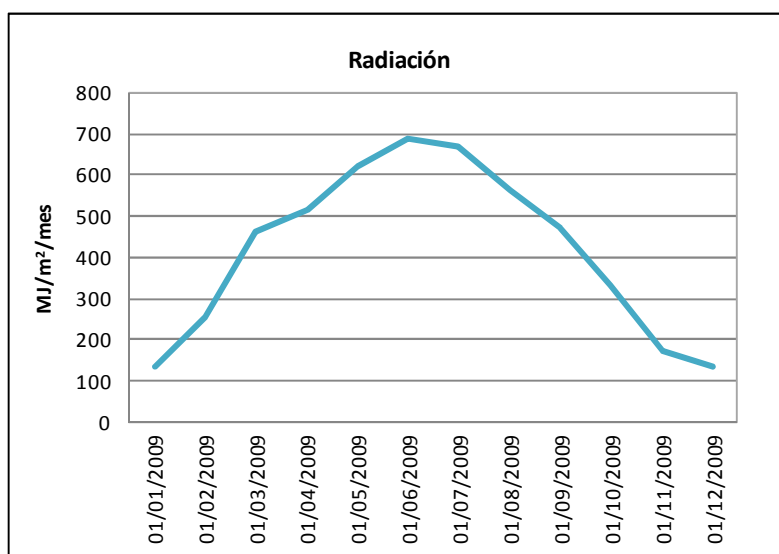


Figura IV.10. Radiación mensual en Victoria para el año 2009.

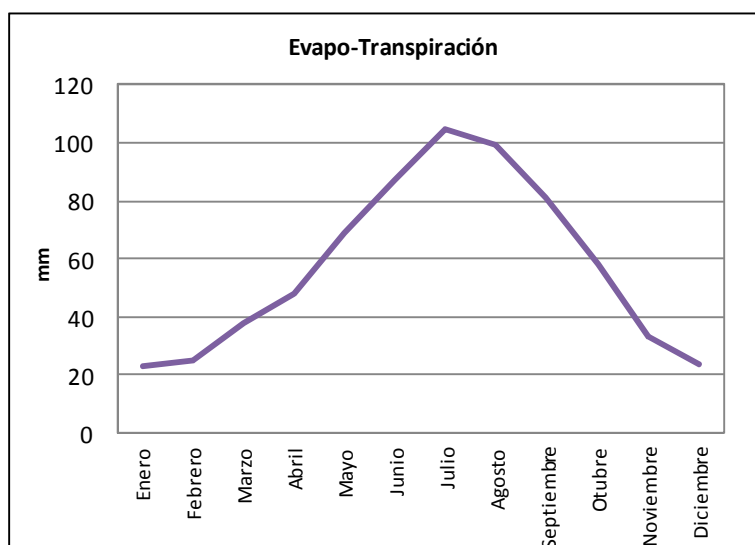


Figura IV.11. Evapotranspiración potencial media en Victoria para el año 2009.

1.2.3. Datos hidrodinámicos

Para la caracterización del régimen de niveles de la marisma de Victoria se ha contado con los siguientes datos de partida:

Para estudiar el efecto de la onda de marea en la zona exterior de la marisma de Victoria, es decir, en las proximidades de la playa de Trengandín, se ha utilizado la serie de datos correspondiente a las constantes armónicas obtenidas por el Área del Medio Físico de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento) para el mareógrafo de Santander (5 años de datos).

Para el análisis de las características de la onda de marea en la zona exterior de la marisma de Victoria, se generalizaron diez carreras de marea que se recogen en la tabla siguiente:

Tabla IV.1. Carreras de marea propagadas [Benito, 2005].

Probabilidad de ocurrencia	Carrera de marea (m)	Amplitud de marea (m)
0 - 0,1	1,46	0,73
0,1 - 0,2	1,85	0,92
0,2 - 0,3	2,14	1,07
0,3 - 0,4	2,40	1,20
0,4 - 0,5	2,64	1,32
0,5 - 0,6	2,87	1,43
0,6 - 0,7	3,10	1,55
0,7 - 0,8	3,37	1,69
0,8 - 0,9	3,74	1,87
0,9 - 1	4,25	2,12

En cuanto a los datos de dirección e intensidad del viento en la zona, han sido facilitados por la AEMET. Como resumen de dicha información, en la figura IV.12 se muestra la distribución de la dirección e intensidad del viento en la zona costera objeto de estudio durante las temporadas de baño de los años 2006-2009. Estos datos se presentan clasificados en la tabla IV.2 donde se puede apreciar que, además de viento en calma, también se suelen tener en cuenta otras situaciones tales como de vientos suaves (entre 0 y 2 m/s), vientos moderados (entre 2 y 6 m/s) y vientos fuertes (más de 6 m/s) [SIEC, 2011].

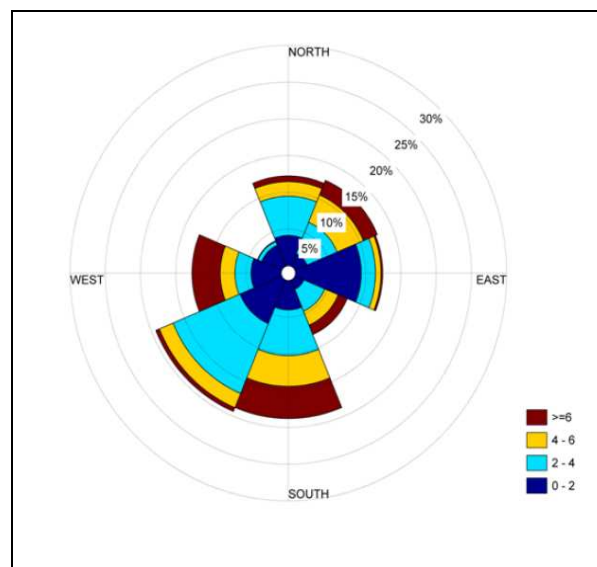


Figura IV.12. Rosa de viento en temporada de baño para los años 2006-2009.

Tabla IV.2. Régimen de viento (%) en temporada de baño para los años 2006-2009.

Velocidad (m/s)	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calma	Total
0-2	4,23	1,92	11,54	-	4,23	6,54	4,23	3,07	-	35,76
2-4	5,38	4,61	1,92	3,46	6,15	10,77	-	-	-	32,29
4-6	-	4,23	-	-	4,23	-	-	-	-	8,46
>6	-	2,31	-	-	4,61	-	4,23	-	-	11,15
Total	9,61	13,07	13,46	3,46	19,22	17,31	8,46	3,07	12,34	100,0

Como se puede observar, los vientos más frecuentes en la zona de estudio son los del sur, suroeste y oeste.

1.2.4. Datos de calidad de las aguas de la laguna

Para caracterizar la calidad del agua de la marisma de Victoria, se han utilizado los datos obtenidos de las campañas de muestreo realizadas, durante el periodo 2005-2010, dentro de los estudios del Gobierno de Cantabria para el desarrollo de la red de calidad del litoral, y que corresponden a dos estaciones, cuya localización y coordenadas se indican en la figura IV.13 y la tabla IV.3, respectivamente.

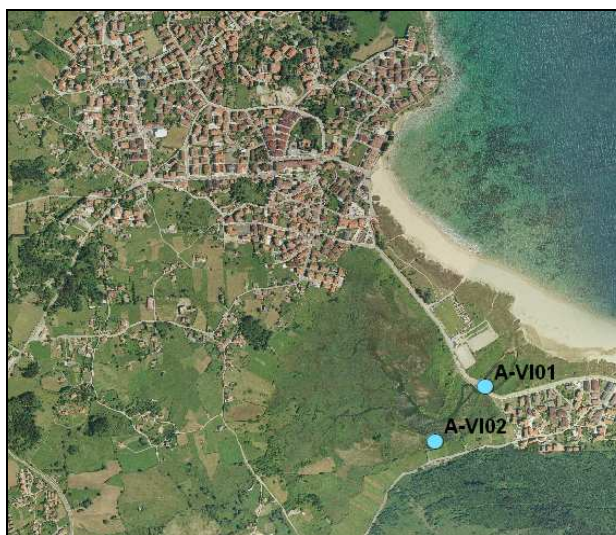


Figura IV.13. Estaciones de muestreo en medio pelágico en Victoria.

Tabla IV.3. Coordenadas UTM de las estaciones de muestreo de Victoria.

Estaciones de control	X	Y
A-VI01	458682	4813603
A-VI02	458483	4813385

A modo de ejemplo, en la tabla IV.4 se recogen los datos de concentración de clorofila-a y algunos nutrientes, registrados en la estación A-VI02 durante el año 2009 en Victoria. A partir de esta tabla, se puede apreciar como las concentraciones de clorofila, fósforo orgánico e inorgánico y nitrógeno orgánico aumentan, de forma considerable, entre la primavera y el verano de dicho año. Por el contrario, se ha observado una importante disminución en las concentraciones de amonio y nitrato a lo largo de este mismo periodo.

Tabla IV.4. Concentraciones de clorofila y nutrientes, en $\mu\text{g/l}$, registradas en la marisma de Victoria durante el año 2009.

Fecha	Clorofila-a	Fósforo Orgánico	Fósforo inorgánico	Nitrógeno orgánico	Amonio	Nitrato
01/02/2009	0,4	15	15	400	71	1077
01/05/2009	4,1	7,6	7,4	400	71	92
01/08/2009	11,3	99	75	2240	19	0,9
01/11/2009	1,3	80	79	980	119	1233

1.3. Aplicación de los modelos matemáticos

Tal y como se ha visto en la parte metodológica, para llevar a cabo este estudio, primero se lleva a cabo un estudio de la hidrología y la hidrodinámica que caracterizan la laguna litoral de Victoria, mediante la aplicación de los modelos hidrológico y hidrodinámico. Luego se procede al análisis de la situación eutrófica del lago aplicando el modelo de eutrofización elaborado en esta tesis.

Cabe señalar que, se utilizaron los datos pluviométricos como base para la estimación del periodo de estudio, por lo que se ha adoptado el año 2009 para los análisis hidrológico, hidrodinámico y de calidad en la marisma de

Victoria, siendo este año, como se ha visto anteriormente, el medio de la serie en cuanto a datos pluviométricos.

1.3.1. Modelo hidrológico

Al objeto de determinar con precisión los caudales de aguas superficiales que llegan a la marisma de Victoria, se ha procedido al estudio hidrológico de la cuenca en cuestión. Para ello, se ha utilizado el modelo hidrológico HEC-HMS, aplicando una simulación continua a través del método SMA (*Soil moisture accounting*) donde se utilizaron los registros de lluvia del año 2009. La figura IV.14 representa la cuenca hidrológica de Victoria, así como la ubicación del punto de recogida definido para el caudal de escorrentía de la cuenca.

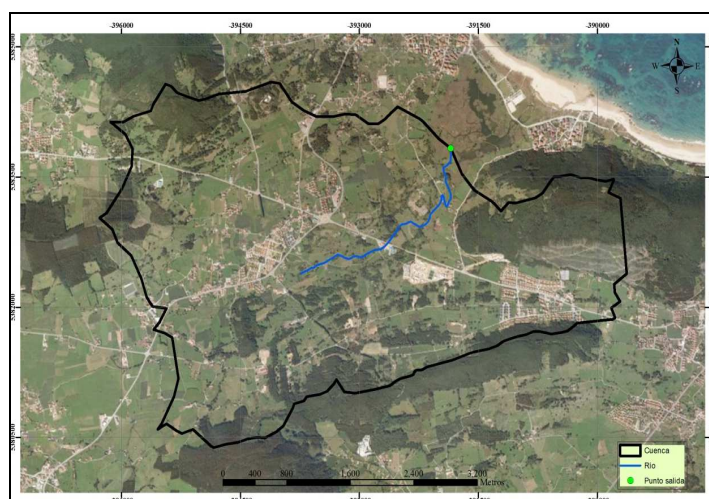


Figura IV.14. Delimitación de la cuenca hidrológica de Victoria.

Por otra parte, de las 20 masas de agua subterránea existentes en la “Demarcación Hidrográfica del Cantábrico Occidental”, el área de este estudio corresponde a la zona Alisa-Ramales (código 012.010), cuyas características se recogen en la tabla IV.5.

Tabla IV.5. Características de la masa de agua subterránea “Alisa-Ramales”.

Masa de agua subterránea	Alisa-Ramales		
	Localización geográfica	Cantabria	Vizcaya
Superficie masa por provincias (km ²)	906,7	55,2	
Superficie masa total (km ²)	962		
Recurso renovable (hm ³ /año)	412,86		
Reserva (hm ³ /año)	24,13		
Requerimiento medioambiental (hm ³ /año)	55,42		
Recurso disponible (hm ³ /año)	357,44		
Salidas por manantiales (hm ³ /año)	2,27		
Salidas por extracción (hm ³ /año)	5,11		
Índice de explotación	0,0143		

Asimismo, las medidas efectuadas en la masa de agua Alisa-Ramales correspondiente a la provincia de Cantabria, y registradas por el piezómetro *Escajal (AR-1)*, el más cercano de la zona de estudio y cuya localización se muestra en la figura IV.15, sirven de base para la estimación de los recursos subterráneos.

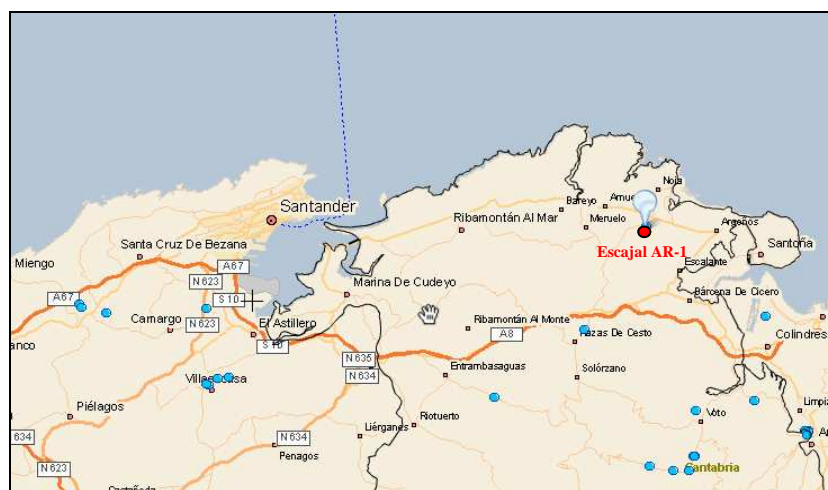


Figura IV.15. Localización del piezómetro *Escajal (AR-1)*.

La figura IV.16 muestra la representación de las medidas mensuales de nivel del mencionado piezómetro, desde diciembre de 2001 hasta julio de

2010, donde se puede apreciar que el nivel freático ha bajado con 1 m a partir del año 2008.

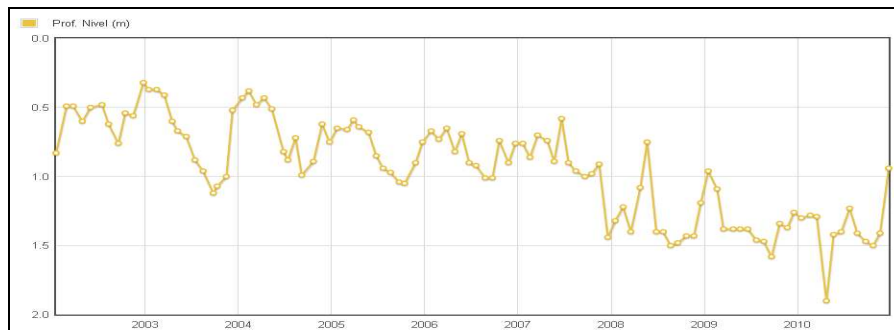


Figura IV.16. Representación grafica de los niveles medidas con el piezómetro Escajal (AR-1).

A partir de esta figura, se puede considerar que, durante el periodo 2001 - 2007, donde el nivel de piezómetro se encontraba entre 0 y 1 metros de profundidad, los flujos subterráneos originaron unos aportes al lago. Sin embargo, dichos aportes empiezan a ser despreciables a partir del año 2008.

La figura IV.17 representa el hidrograma de lluvia y escorrentía generadas en la marisma de Victoria a lo largo del año 2009. De esta figura, se puede deducir que los meses de septiembre y noviembre fueron los más lluviosos del año 2009, registrando el máximo volumen en exceso que genera la escorrentía superficial de la cuenca y el caudal máximo resultante de dicha precipitación durante el mes de septiembre.

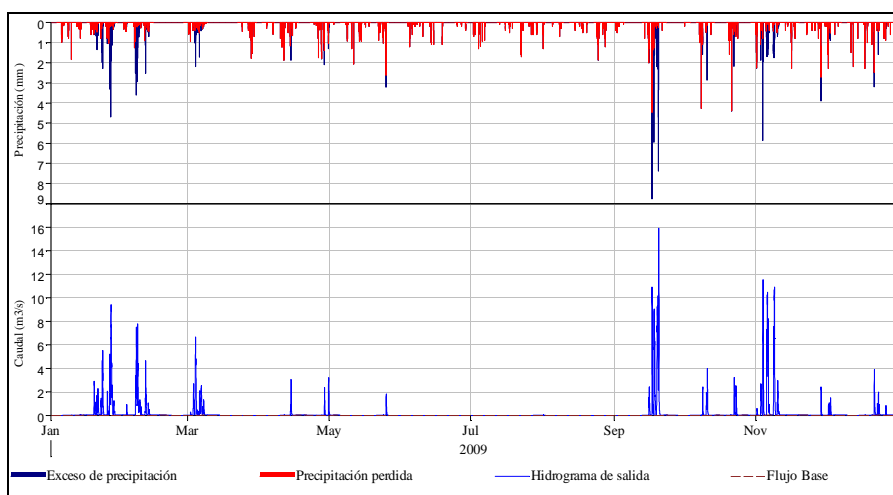


Figura IV.17. Hidrograma de lluvia y escorrentía generadas en la marisma de Victoria en 2009.

Los resultados obtenidos en este estudio han podido mostrar que casi la mitad del volumen de lluvia que cae en la cuenca de la marisma de victoria se pierde por filtración y evapotranspiración, mientras que con la otra mitad se genera la escorrentía superficial de la cuenca.

Por su parte, la figura IV.18 representa la evolución mensual del caudal medio que se ha estimado en la cuenca de la marisma de Victoria en 2009, donde se puede observar que el caudal más importante, de 0,4930 m³/s, fue registrado en el mes de noviembre de dicho año.

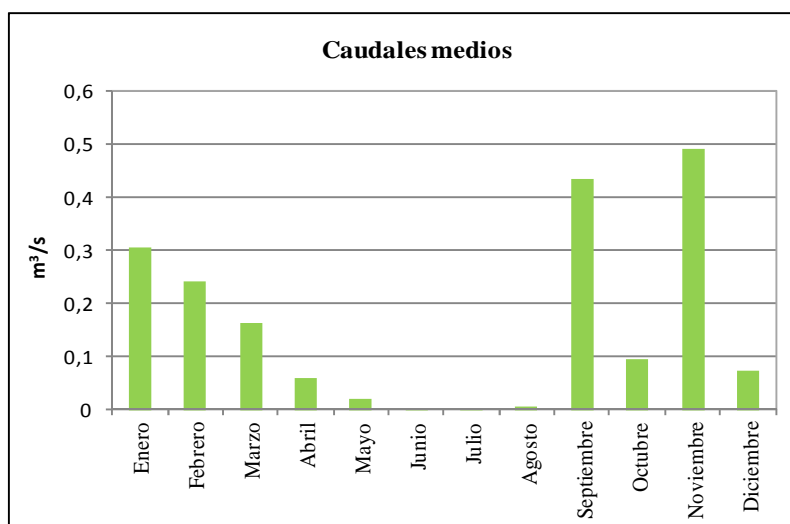


Figura IV.18. Caudales medios mensuales estimados en la cuenca de la marisma de Victoria en 2009.

1.3.2. Modelo hidrodinámico

La determinación de las velocidades generadas por la marea y el viento se ha llevado a cabo mediante los modelos hidrodinámicos "H2D" y "H2DZ" desarrollados por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria.

Tal y como se ha dicho antes, el uso de modelos numéricos mediante la aproximación de diferencias finitas requiere de la definición de la zona de estudio mediante una malla donde en puntos equidistantes se disponga de un valor de profundidad. La malla que se ha utilizado para este estudio se muestra en la figura IV.19, representando los niveles batimétricos, con un total de 697×580 celdas de dimensiones de 10×10 m cada una, es decir una extensión de $40,426 \text{ km}^2$, utilizando los puntos de control cuyas coordenadas UTM se recogen en la tabla IV.6.

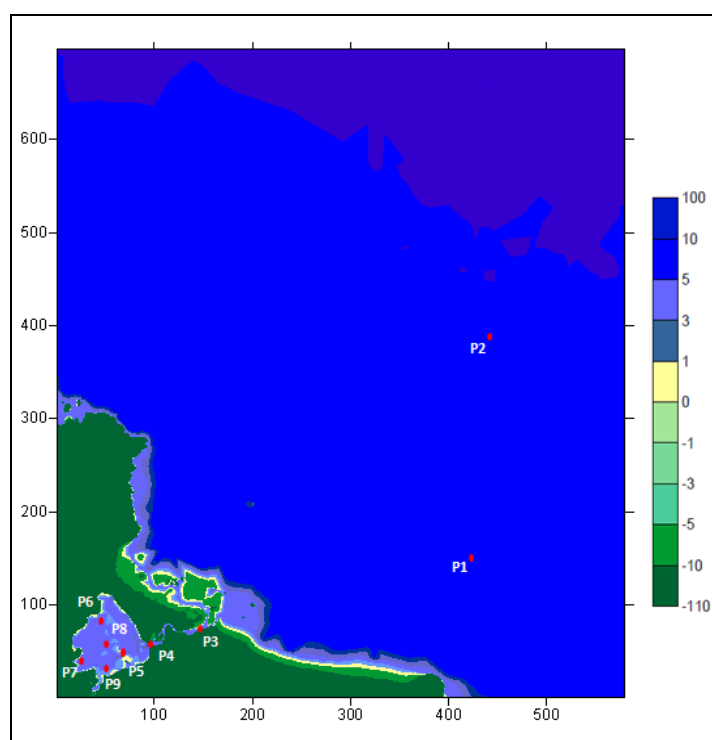


Figura IV.19. Puntos de control utilizados en Victoria.

Tabla IV.6. Coordenadas UTM de los puntos de control utilizados en Victoria.

Puntos de control	X	Y
P1	462085,243	4814875,79
P2	462275,243	4817035,79
P3	459245,243	4813835,79
P4	458755,243	4813715,79
P5	458465,243	4813725,79
P6	458235,243	4813565,79
P7	458135,243	4813495,79
P8	458335,243	4813615,79
P9	458335,243	4813375,79

Con el fin de simular el efecto de la marea, se ha adoptado una marea media de 1,4 m de amplitud, con probabilidad de ocurrencia entre 50 y 60% [Benito, 2005]. La figura IV.20 representa la variación de la superficie libre en los puntos de control externos de la marisma (P1 y P2) y los que se encuentran dentro del canal que conecta la marisma con el mar (P3 y P4).

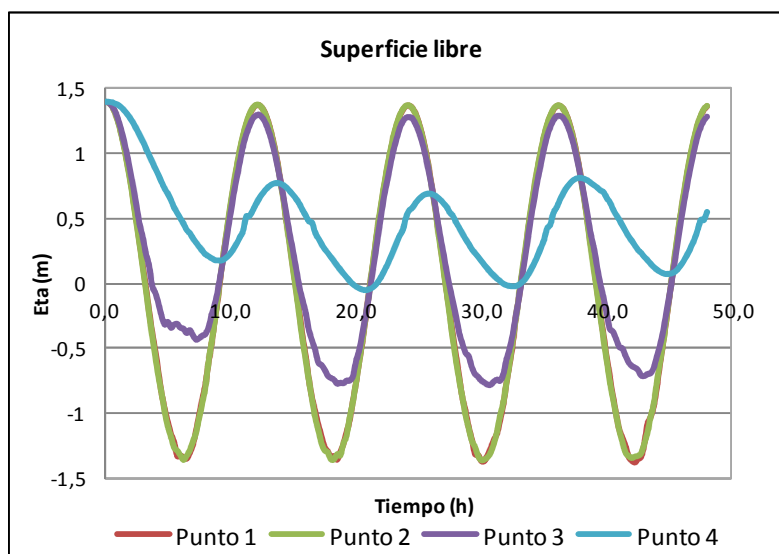


Figura IV.20. Variación de la superficie libre en los puntos de control externos y los del canal.

A partir de esta figura, se aprecia el comportamiento de la onda sobre los puntos de control, donde los puntos externos presentan una variación que se asemeja adecuadamente con la carrera de la marea empleada en el modelo, lo cual además indica que el modelo no presenta problemas de estabilidad.

Asimismo se puede ver como la onda se va deformando al acercarse a zonas menos profundas, se observa que el punto P3, localizado en el canal hacia el mar, presenta una deformación en la bajamar debido al efecto del rozamiento, mientras que en el punto P4 la onda presenta menor amplitud con un desfase significativo con respecto a la pleamar y bajamar. Este comportamiento influye en los efectos de la marea sobre los puntos de control internos de la marisma (P5, P6, P7, P8 y P9) tal como se aprecia en la figura IV.21, en la que se muestra la variación de la superficie libre en dichos puntos comparándola con las obtenidas en un punto externo (P1) y otro del canal (P4).

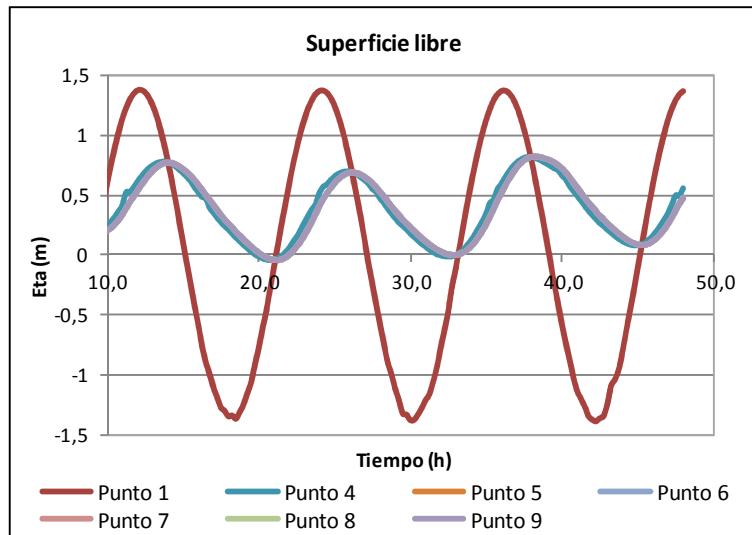


Figura IV.21. Variación de la superficie libre en diferentes puntos de control.

De esta figura, se puede apreciar que en la parte interna de la marisma hay un retraso de la onda tanto para la pleamar como para la bajamar, lo cual se debe al efecto de rozamiento con los contornos. Se observa también que en pleamar la onda no llega a niveles muy bajos, lo cual se atribuye a que por efectos del aplazamiento y de la poca fuerza del chorro de salida de la marisma, esta última no llega a vaciar completamente cuando la marea esta nuevamente en su fase de pleamar. Cabe señalar que la variación de los niveles en la marisma de acuerdo con las condiciones de contorno planteadas tiene una diferencia de aproximadamente 70 cm.

Por su parte, en la figura IV.22 se representan las corrientes generadas por la marea. En dicha figura se observa que, aparte de la zona externa, las mayores velocidades se presentan en el canal. Por lo que se puede deducir que el efecto de las corrientes de marea sobre la hidrodinámica del interior de la laguna es bajo.

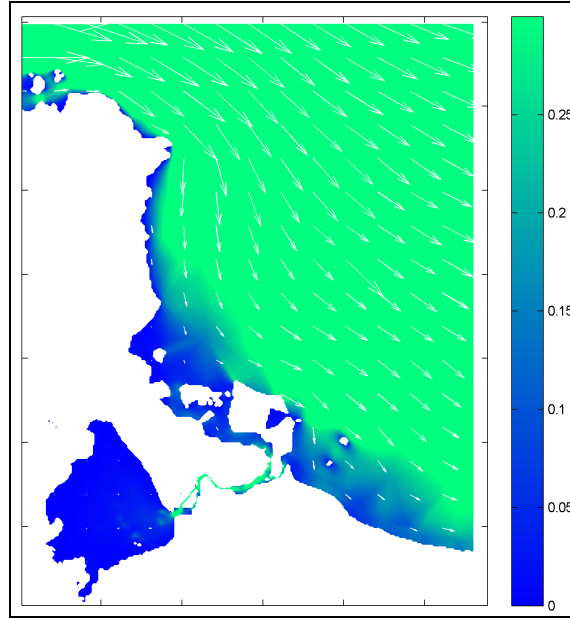


Figura IV.22. Mapa de corrientes generadas por la marea astronómica en la marisma de Victoria durante la fase de pleamar.

En cuanto al efecto del viento, se han estudiado los vientos dominantes de la zona, y que son, como se ha visto antes, los vientos del sur, del suroeste y del oeste. A modo de ejemplo, en la figura IV.23 se representan los mapas de velocidades generadas el viento del sur a intensidad de 5 km/h y del suroeste a 10 km/h.

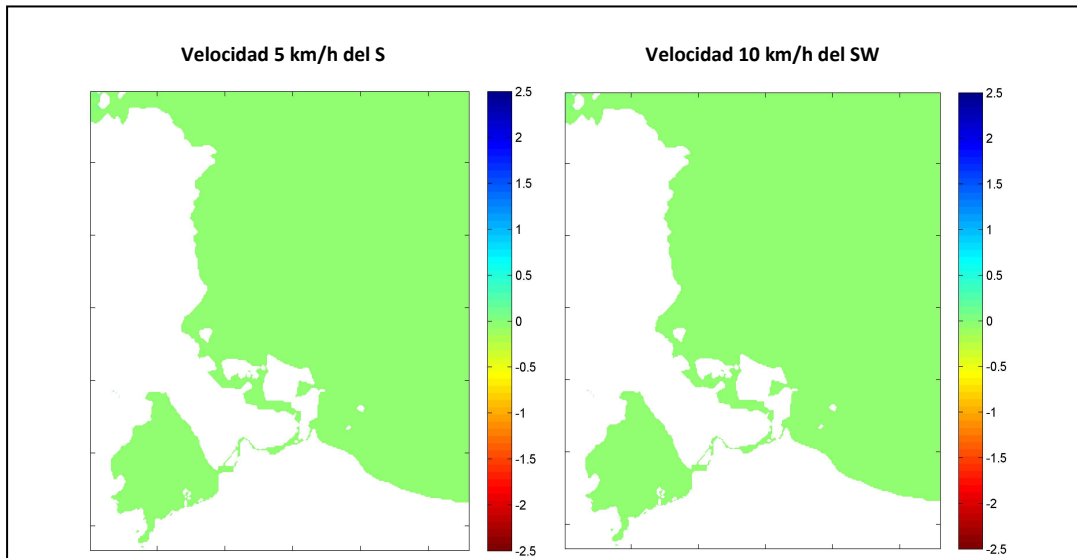


Figura IV.23. Mapas de las velocidades generadas en la marisma de Victoria por los vientos del sur a 5 km/h y del suroeste a 10 km/h.

A partir de esta figura, se puede deducir que las variaciones generadas el viento son muy bajas, estando dentro de un mismo rango sin importar ni la dirección ni la intensidad del viento. Como ejemplo, en la figura IV.24 se presentan los resultados obtenidos en algunos de los puntos de control considerados anteriormente (un punto externo P1, los dos puntos del canal P3 y P4 y tres puntos internos bien distribuidos dentro de la marisma P5, P7 y P8).

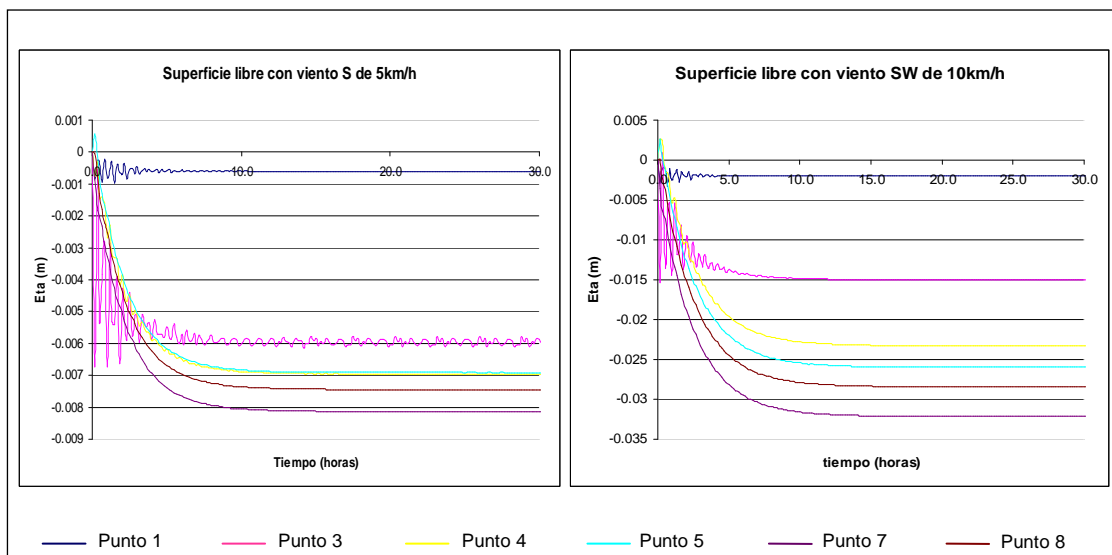


Figura IV.24. Variación de la superficie libre generada por los vientos del sur a 5 km/h y del suroeste a 10 km/h.

Se observa como para los puntos de control analizados, la incidencia del viento resulta ser mínima y los niveles tan solo presentan diferencias de milímetros independientemente de la dirección e intensidad del viento.

Es evidente que la hidrodinámica de la marisma de Victoria se encuentra dominada principalmente por los efectos de la marea, teniendo variaciones de nivel de hasta 70 cm entre la pleamar y la bajamar, aunque se puede observar que la marisma al poseer un canal muy estrecho no desagua completamente durante los ciclos de la marea, lo cual incide en la poca variación de niveles antes mencionada. Por otra parte, la incidencia del viento resulta ser mínima ya que los niveles tan solo presentan diferencias de milímetros independientemente de la dirección e intensidad del viento.

Por otro lado, a partir del trabajo realizado por *Benito [Benito, 2005]* en la marisma de Victoria, es evidente que la renovación de las aguas del interior del lago es muy poca, ya que únicamente en época de mareas vivas, estas últimas a penas pueden generar una renovación. Por lo que se asume que la tasa de renovación de las aguas en la laguna de Victoria es baja.

1.3.3. Modelo de eutrofización

Con el fin de estudiar el proceso de eutrofización en la laguna de Victoria y analizar el efecto de las variables más influyentes en la calidad de sus aguas, se ha utilizado el modelo de eutrofización EnvHydrEM. Asimismo, se han llevado a cabo los procesos de análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo, su calibración y validación.

Es importante mencionar que, ante la falta de información local, se ha realizado una serie de estimaciones de los datos de entrada de diversas variables como el zooplancton, detritus, bacterioplancton, hierro y manganeso, basada en datos bibliográficos.

1.3.3.1. Calibración y validación del modelo

Antes de pasar a la calibración y validación del modelo, se ha procedido al análisis de sensibilidad de sus parámetros. En este sentido, con el objetivo de seleccionar los parámetros más influyentes, se ha realizado un estudio inicial consistente en considerar distintos casos de simulación, en cada uno de los cuales se varía, individualmente, el valor de uno de los parámetros del modelo, manteniendo los demás fijos, partiendo de los valores seleccionados a partir de las referencias bibliográficas citadas en la tabla III.1. Se ha tomado como caso de referencia el caso donde los parámetros toman los valores indicados en la tabla IV.7.

Tabla IV.7. Valores adoptados de los parámetros del modelo para Victoria.

Parámetro	Valor adoptado	Parámetro	Valor adoptado	Parámetro	Valor adoptado
G_{max}^{**}	2,8	a_{pc}	0,02	k_{mBC}	0,3
θ_{Gp}	1,066	a_{pz}	0,01	k_{mBN}^*	0,01
K_e^{**}	5,0	K_{minP}	0,02	D_B	0,09
I_s^*	300,0	θ_{minP}	1,08	V_{sPB}	0,4
k_{mC}	0,006	k_{mPC}	1,0	V_{sdet}	0,8
k_{mN}^{**}	0,02	V_{spo}	0,3	K_{FeR}	0,03
k_{mP}^{**}	0,001	V_{spi}	18,0	θ_{FeR}	1,05
k_{mSi}	0,05	S_{pi}	0,0	k_{FeR}	0,5
k_{mFe}	$6,7 \cdot 10^{-5}$	a_{nc}	0,25	K_{FeO}	0,06
k_{mMn}	$7,6 \cdot 10^{-5}$	a_{nz}	0,1	θ_{FeO}	1,05
K_{pr}^{**}	0,1	K_{minN}	0,02	k_{FeO}	2,0
θ_{pr}	1,05	θ_{minN}	1,08	a_{FeC}	$9,27 \cdot 10^{-4}$
C_g^*	0,4	k_{mNC}	1,0	S_{Fe}	10
θ_z	1,05	V_{sno}	0,3	k_{OD-Fe}	0,04
D_b^*	0,01	K_{nitri}	0,1	k_{pH-Fe}	7,0
V_{sfito}^{**}	1,0	θ_{nitri}	1,08	V_{sFe}	8,64
$K_{r.min.det}$	0,1	k_{nit}	2,0	α_{Fe}	864,0
θ_{det}	1,05	S_{in}	0,0	τ_{ref}	1,0
K_{Csed}	0,1	$K_{denitri}$	0,09	τ_{CFe}	0,04
θ_{sed}	1,05	$\theta_{denitri}$	1,045	K_{MnR}	0,03
K_{rF}	0,2	k_{NO3}	0,1	θ_{MnR}	1,05
θ_F	0,05	S_{no3}	0,0	k_{MnR}	0,5
K_{eF}	0,05	V_{sSi}	0,1	K_{MnO}	0,1
K_{zr}	0,02	a_{sc}	0,8	θ_{MnO}	1,05
θ_{zr}	1,05	a_{ex}	0,5	k_{MnO}	0,5
a_{cz}	0,4	k_{dis}	0,1	a_{MnC}	$2,75 \cdot 10^{-5}$
a_z	0,65	θ_{Ka}	1,024	S_{Mn}	10
a_{zp}	50,0	a_{oc}	2,65	k_{OD-Mn}	0,4
k_{mpg}	0,06	a_{FO}	2,67	k_{pH-Mn}	7,0
a_{cp}	30,0	DSO	50	V_{sMn}	8,64
K_D	0,2	θ_{DSO}	1,08	α_{Mn}	864,0
θ_D	1,05	K_{zp}	0,02	τ_{CMn}	0,04
k_{DBo}	0,5	V_{sD}	0,03	V_{sedi}	0,001
K_a	1,0	$G_{B,max}$	2,0		

* Parámetros influentes sobre el modelo.

** Parámetros con mayor influencia sobre el modelo.

Los primeros resultados de simulación del caso de referencia han mostrado que la concentración de clorofila empieza a subir a partir de las 13 horas. El estudio consistió en comparar dicho tiempo con el obtenido en los resultados correspondientes a los otros casos de simulación, descartando todos aquellos parámetros, cuyo cambio de valor no ha mostrado ningún tipo de variación en este tiempo.

Después del análisis de más de 100 casos, los resultados obtenidos revelaron que diez de los citados parámetros son los que tienen mayor influencia en los resultados del modelo. Estos son: la tasa máxima de crecimiento del fitoplancton (G_{max}), el coeficiente de extinción lumínica (K_e), la intensidad de saturación de la luz (I_s), la tasa de respiración endógena del fitoplancton (K_{pr}), la tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton (C_g), la tasa de mortalidad del fitoplancton debida al parasitismo (D_b), la velocidad de sedimentación del fitoplancton (V_{sfito}), la constante de semisaturación para el nitrógeno (k_{mN}), la constante de semisaturación para el fósforo (k_{mP}) y la constante de semisaturación para el consumo de nitrógeno por el bacterioplancton (k_{mBN}).

A su vez, seis de estos parámetros han mostrado ser predominantes sobre el resto: la tasa máxima de crecimiento del fitoplancton (G_{max}), el coeficiente de extinción lumínica (K_e), la tasa de respiración endógena del fitoplancton (K_{pr}), la velocidad de sedimentación del fitoplancton (V_{sfito}), la constante de semisaturación para el nitrógeno (k_{mN}) y la constante de semisaturación para el fósforo (k_{mP}).

A partir de este estudio de sensibilidad, el modelo EnvHydrEM fue calibrado utilizando los datos de campaña ofrecidos por la Directiva Marco del Agua (DMA) para el año 2009 y que fueron tomados en la estación A-VI02 (figura IV.13), correspondiente al punto de control P5 mostrado en la figura IV.19.

La calibración consistió en variar los valores de los seis parámetros definidos como más sensibles, considerando dos valores de cada uno de

ellos (tabla IV.8). Por combinación de dichos valores se obtienen un total de 64 casos de estudio.

Tabla IV.8. Parámetros y valores estudiados para la calibración del modelo en Victoria.

Parámetro	Valores estudiados
G_{max} (día ⁻¹)	2,4 ; 2,8
K_e (m ⁻¹)	3,0 ; 5,0
K_{pr} (día ⁻¹)	0,1 ; 0,2
V_{sfito} (m.día ⁻¹)	0,5 ; 1,0
k_{mN} (mg N.L ⁻¹)	0,01 ; 0,02
k_{mP} (mg P.L ⁻¹)	0,001 ; 0,02

El estudio de estos casos se realizó en el periodo de tiempo de tres meses, desde el 1 de mayo hasta el 1 de agosto de 2009. La selección de este periodo en concreto se justifica por el hecho de que es la época del año en donde la concentración de clorofila-a ha aumentado por encima de su valor medio mensual (4,3 µg/l) alcanzando sus valores máximos (11,3 µg/l). Los resultados de dicho estudio han mostrado que la combinación de valores que mejor reproduce los datos reales de evolución de la concentración de clorofila-a corresponde al caso n°10 ($G_{max} = 2,4$ día⁻¹; $K_e = 3,0$ m⁻¹; $K_{pr} = 0,1$ día⁻¹; $V_{sfito} = 1,0$ m.día⁻¹; $K_{mN} = 0,02$ mg N.L⁻¹; $K_{mP} = 0,001$ mg P.L⁻¹), tal y como se muestra en la figura IV.25.

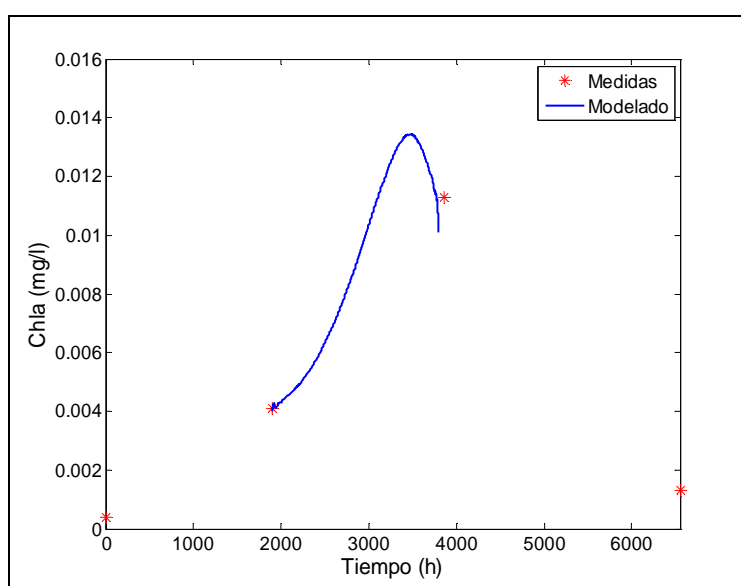


Figura IV.25. Evolución de la concentración de la clorofila-a en Victoria desde el 1 de mayo hasta el 1 de agosto de 2009.

En esta figura se aprecia como la curva de evolución de la concentración de clorofila-a obtenida por el modelo se ajusta con gran precisión a los dos puntos de medida correspondientes a los datos de campaña registrados el 1 de mayo y el 1 de agosto de 2009, respectivamente. En ella se observa que dicha concentración va aumentando, llegando a alcanzar su máximo a lo largo de la segunda quincena de julio, momento más favorable, desde el punto de vista climático, para favorecer los procesos de eutrofización en estas latitudes.

Para la validación del modelo, se ha elegido el periodo en el que la concentración de clorofila-a baja después de haber alcanzado su máximo, del 1 de agosto al 1 de noviembre de 2009. En la figura IV.26 se muestra la evolución de la concentración de clorofila-a en la marisma de Victoria, durante este periodo de tiempo.

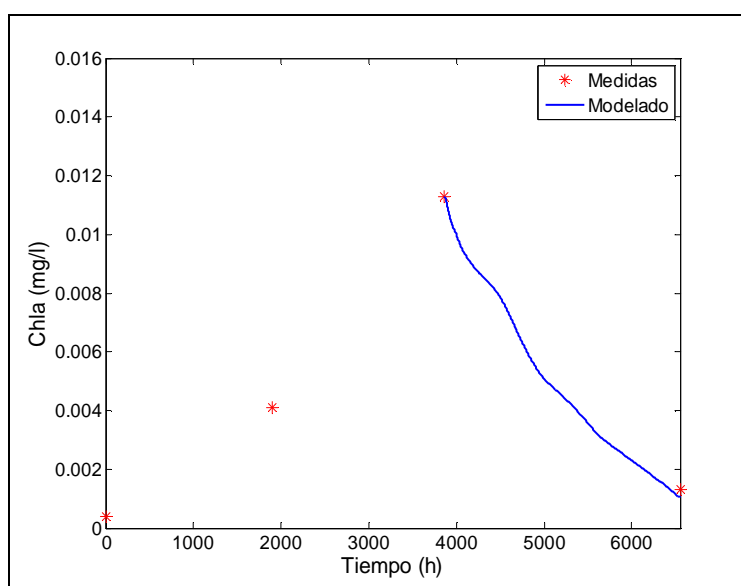


Figura IV.26. Evolución de la concentración de la clorofila-a en Victoria desde el 1 de agosto hasta el 1 de noviembre de 2009.

El conjunto de las dos curvas obtenidas por la calibración y la validación revela que la concentración de clorofila-a aumenta alcanzando niveles de mesotrofia, volviendo a bajar otra vez hasta llegar a una situación de oligotrofia. Esto permite deducir que el modelo reproduce los datos reales de evolución de la concentración de clorofila entre el 1 de mayo y 1 de noviembre de 2009.

1.3.3.2. Resultados y discusión

La aplicación del modelo EnvHydrEM en la laguna de Victoria ha permitido obtener resultados de distribución y evolución de las concentraciones de clorofila-a, nutrientes y otras sustancias con el tiempo.

A modo de ejemplo, en la figura IV.27 se muestra la evolución de la concentración clorofila-a, cada diez días, entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009 así como su distribución dentro del lago. En dicha figura, se observa como la concentración de clorofila en toda la laguna va aumentando a lo largo de este periodo de tiempo, de acuerdo con lo obtenido por los datos.

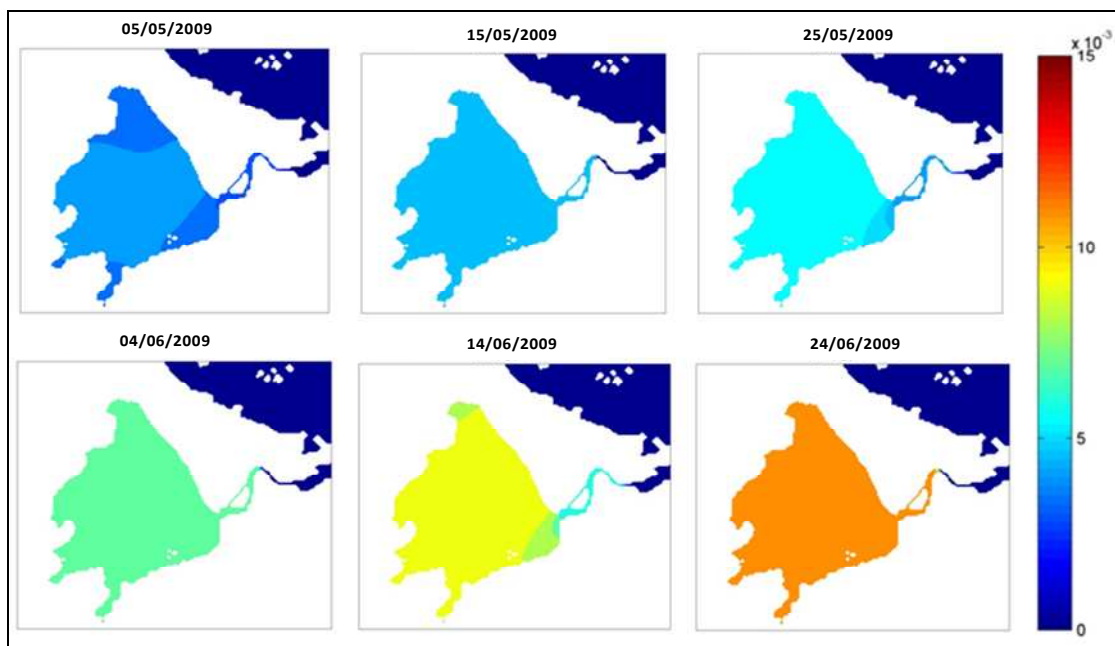


Figura IV.27. Evolución de la concentración de clorofila-a, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.

A partir de los resultados obtenidos, se observa que la concentración de clorofila-a en Victoria aumenta entre la primavera y el verano del año 2009, alcanzando un valor de aproximadamente 13,5 $\mu\text{g/l}$. Un aumento que se debe, por una parte, a las condiciones climatológicas que suelen caracterizar esta época del año, en cuanto a temperatura y radiación solar, consideradas como las más favorables para el crecimiento del fitoplancton

en el medio y, por otra, a la disponibilidad de los nutrientes necesarios para dicho crecimiento.

Asimismo, se puede apreciar que en la zona del canal, que conecta la marisma con el mar, la clorofila-a suele tener concentraciones más bajas que las observadas dentro de la laguna. Esto se debe al efecto de entrada de las aguas marinas a la misma.

Por su parte, la figura IV.28 representa la evolución de la concentración de zooplancton y su distribución dentro del lago, donde se aprecia el aumento progresivo de esta variable a medida que se incrementa la concentración de la clorofila-a en el medio.

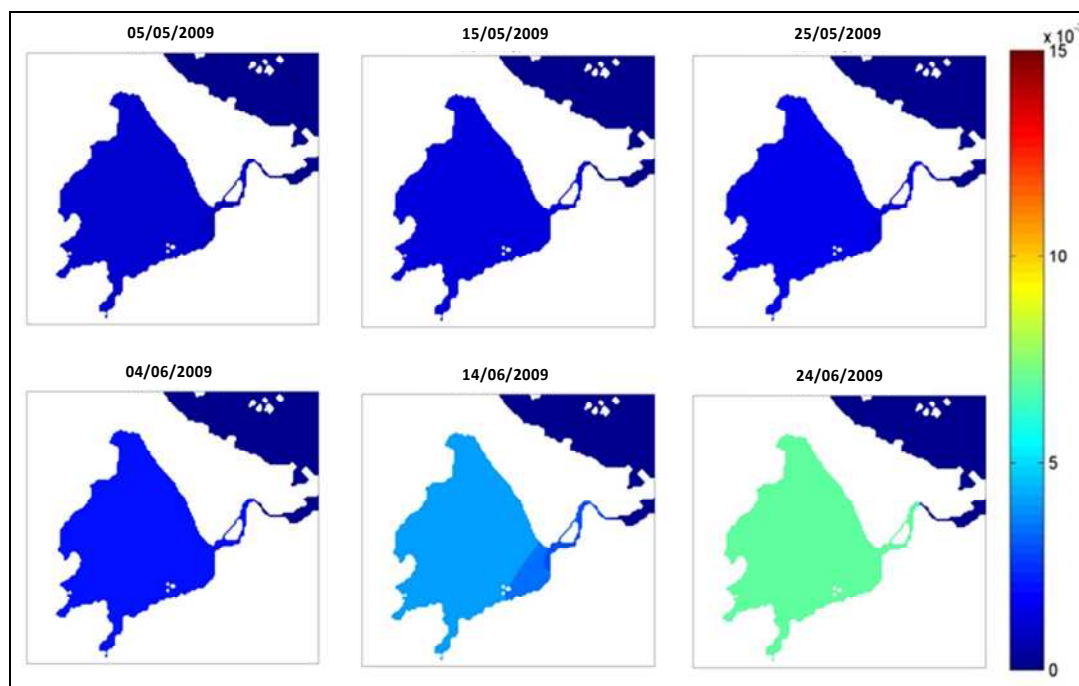


Figura IV.28. Evolución de la concentración de zooplancton, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.

Se puede deducir, entonces, que la concentración de zooplancton en el medio aumenta con el crecimiento del fitoplancton. Un comportamiento totalmente lógico ya que el zooplancton necesita el fitoplancton para su alimentación y crecimiento a través del conocido como proceso de herbivorismo.

En las figuras IV.29, IV.30 e IV.31, se representa la evolución de las concentraciones de nitrato, silicio disuelto disponible y hierro ferroso, respectivamente, y su distribución dentro del lago entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009. En estas figuras, se observa que, por el contrario a la clorofila-a, las concentraciones de estas sustancias van bajando, progresivamente, dentro de la laguna.

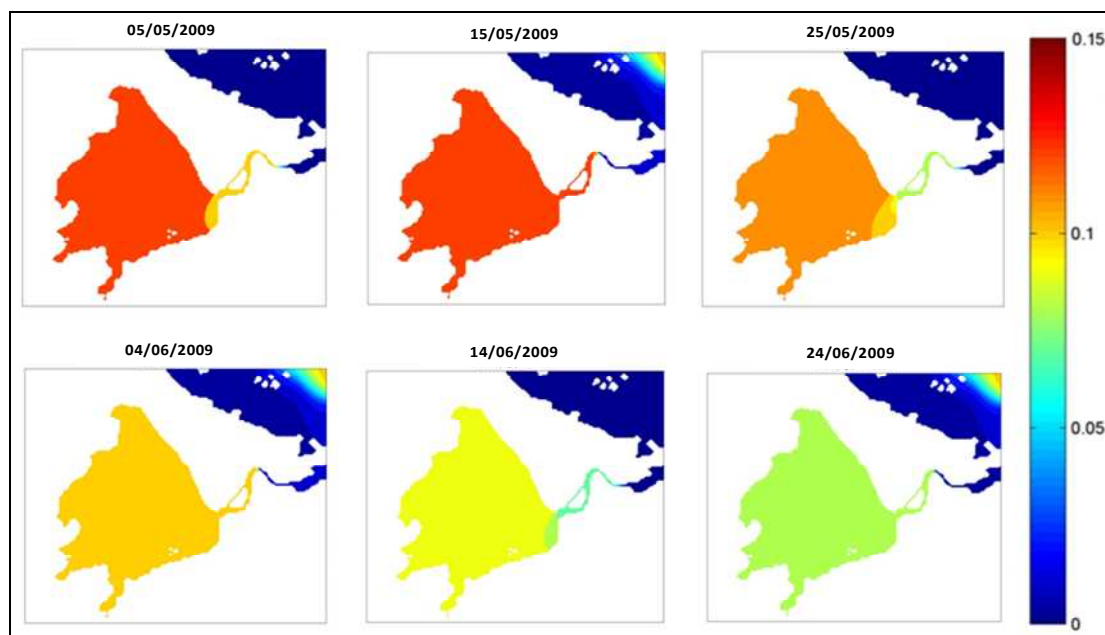


Figura IV.29. Evolución de la concentración de nitrato, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.

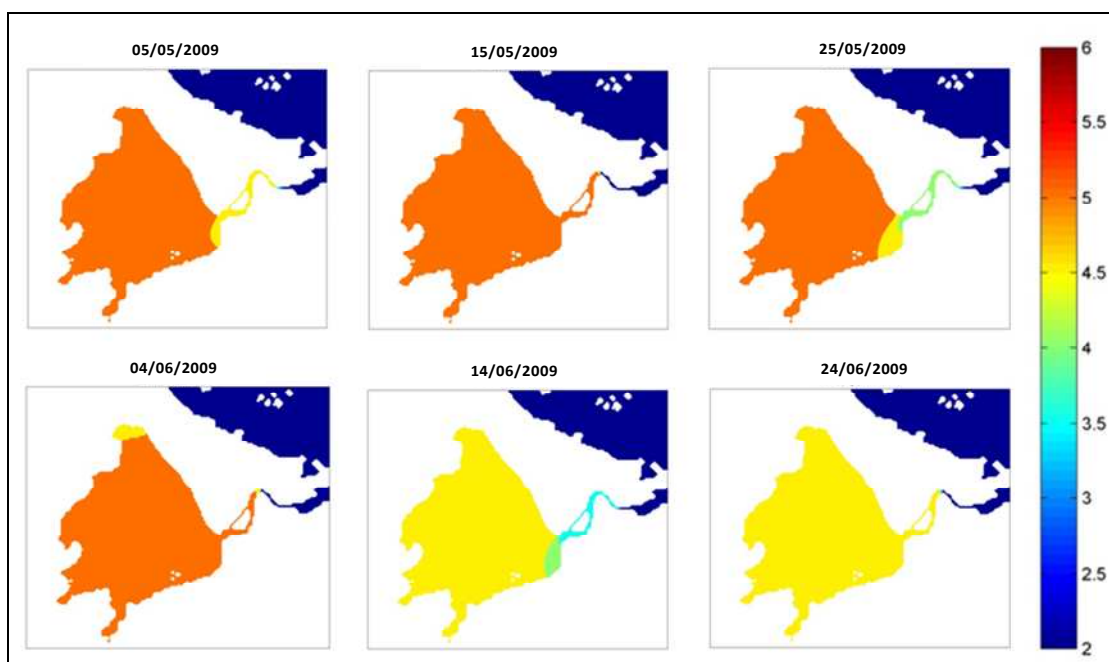


Figura IV.30. Evolución de la concentración de silicio disuelto disponible, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.

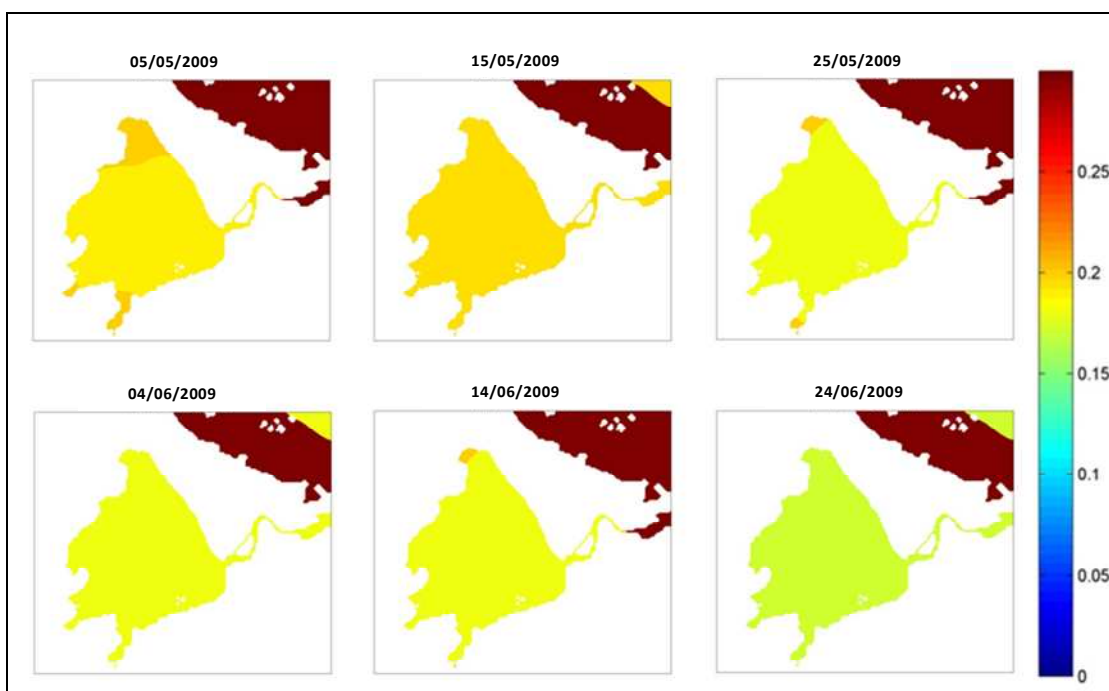


Figura IV.31. Evolución de la concentración de hierro ferroso, en mg/l, en la laguna de Victoria entre el 5 de mayo y el 24 de junio de 2009.

Estos resultados permiten concluir que el aumento de la concentración de fitoplancton lleva asociado una disminución en las concentraciones de los nutrientes tales como el nitrato, el silicio, el hierro, etc. dentro de la columna de agua debido, principalmente, al consumo de estas sustancias por parte del fitoplancton, que las utiliza para su crecimiento.

Sin embargo, los resultados obtenidos revelaron que las concentraciones de sustancias como el fósforo orgánico, el nitrógeno orgánico y el fosfato aumentan con el tiempo, un fenómeno que se puede explicar, básicamente, por el hecho de que en el proceso de eutrofización, se asume que por cada miligramo de carbono de fitoplancton producido, se liberan a_{pc} miligramos de fósforo [Hipsey et al., 2006]. También se admite que, a medida que aumenta la tasa de herbivorismo de fitoplancton por parte del zooplancton, la concentración del fósforo asociado al mismo va también aumentando en el medio. Asimismo, se considera que una fracción del fósforo de fitoplancton permanece como fósforo orgánico, mientras que otra parte se transforma directamente a fósforo inorgánico biodisponible [Di Toro et al., 1975]. No hay que olvidar, además, el conjunto de los procesos biofísicoquímicos de eutrofización que suelen favorecer la aparición de estas sustancias en el medio como, por ejemplo, la excreción del zooplancton y la remineralización del detritus que generan fósforo y nitrógeno orgánicos en la columna de agua.

De los resultados obtenidos, se puede deducir que, para su crecimiento, el fitoplancton asimila también otras sustancias como el silicio. Una conclusión que confirma los datos obtenidos de las campañas de campo realizadas por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria en la marisma de Vitoria durante el año 2009, en la que se observó la presencia de diatomeas que son las que suelen utilizar el silicio para la elaboración de su frústula o esqueleto silíceo.

Asimismo, a partir de los datos disponibles de las concentraciones de los nutrientes en la laguna litoral de Victoria, se observa que las concentraciones del fósforo son, claramente, inferiores a las del nitrógeno. Para ello, según la noción del factor limitante, y partiendo del diagrama de las regiones de control del nitrógeno y del fósforo en relación con el ratio N/P (ver figura II.11), se puede considerar que el nutriente limitante al crecimiento del fitoplancton en la laguna de Victoria es el fósforo. Algo muy probable dada la naturaleza de las fuentes difusas que caracterizan las aportaciones de dicho medio acuático. Según Thomann y Mueller (1987), en

este tipo de fuentes, el ratio N/P suele ser muy superior a 10, marcando el predominio del nitrógeno frente al fósforo, que se considera entonces como el nutriente limitante.

Por otro lado, dada la presencia de las diatomeas en la marisma de Victoria y la importancia absoluta del silicio para el crecimiento de este tipo de algas, se puede asumir que el silicio es un nutriente co-limitante al crecimiento del fitoplancton en este sistema acuático.

De acuerdo con los valores límites establecidos por la *OCDE (1982)* para la clasificación trófica de las masas de agua (ver la tabla II.1), y siendo la concentración media anual de clorofila-a de 4,3 $\mu\text{g}/\text{l}$ alcanzando un máximo de 13,5 $\mu\text{g}/\text{l}$, tal y como se ha dicho antes, se puede concluir que la marisma de Victoria es una laguna mesotrófica. En este sentido, hay que señalar que es una laguna que se caracteriza por su ambiente más natural, al no estar sometida a una presión antrópica importante. Por otra parte, a partir de los estudios hidrológico e hidrodinámico llevados a cabo para este medio acuático, se ha podido asumir que el principal factor responsable tanto de los aportes superficiales y subterráneos que pueda recibir el lago, como de la renovación de sus aguas, es la lluvia. La entrada de las aguas marinas, sin embargo, queda condicionada por el estado de cierre y apertura del canal de desagüe que conecta la marisma con el mar, y cuyo control resulta ser complejo.

2. Análisis de la eutrofización en la Albufera de Valencia

2.1. Ámbito del estudio

La Albufera de Valencia (figura IV.32) es una laguna costera somera (profundidad media de 1 m) que se encuentra situada en el parque natural del mismo nombre, uno de los paisajes humanizados tradicionales más interesantes del mediterráneo español y una de las áreas de mayor valor ecológico de la península. La laguna ocupa la depresión que forman los conos aluviales de los ríos Turia por el Norte y Júcar por el Sur, está separada del mar por una restinga o cordón litoral que constituye el límite oriental del lago y se alimenta de las aguas dulces de barrancos, acequias y surgencias (denominadas “*ullals*”). La cuenca vertiente de la Albufera (ver figura III.2 en el capítulo anterior), con una extensión total de unos 967 km², está integrada por diversas ramblas, la mayor de las cuales es la del Barranco del Poyo. Dentro de la cuenca, el parque ocupa unas 21.000 ha de extensión mientras que el lago, que fue más extenso en el pasado, tan sólo ocupa unas 2.500 Ha en la actualidad.



Figura IV.32. Localización de la laguna de la Albufera de Valencia [Fuente: www.orniteca.com].

En la franja costera que separe el lago del mar, se abren los tres canales de desagüe llamados "*golas*" (Pujol, Perellonet y Perello), que regulan mediante compuertas el nivel de las aguas del lago y permiten la inundación de,

aproximadamente, 18.000 Ha de terrenos limítrofes que se dedican al cultivo de arroz. Este arrozal constituye un sistema fundamental para la conservación de la riqueza biológica del Parque puesto que sustenta una vegetación y fauna invertebrada asociada que constituye la base trófica de numerosas especies de vertebrados, principalmente aves. También forma un ambiente complementario al del lago como área de alimentación y vital durante el período invernal y de pasos migratorios. Como ejemplo de las compuertas antes mencionadas, la figura IV.33 muestra una imagen de la gola de Pujol.



Figura IV.33. Imagen de la gola de Pujol [Fuente: www.naturayeducacion.com].

Durante las últimas décadas del siglo XX, lo que fue una zona predominantemente rural se ha convertido en una de las áreas más dinámicas de la Comunidad Valenciana, con la consiguiente generación de importantes conflictos para la conservación de este espacio natural. Los núcleos que rodean el lago han experimentado un fuerte crecimiento (consecuencia del desarrollo agrario, turístico e industrial) aumentando la presión urbanística e incrementando la contaminación por vertidos urbanos. Asimismo, la intensificación de la agricultura y la transformación de cultivos tradicionales han generado conflictos sobre el agua y el aterramiento de terrenos húmedos. La presencia de zonas costeras turísticas ha provocado, igualmente, importantes problemas ambientales. Entre estos problemas, aparece el fenómeno de hipereutrofización que sufre el lago, y que amenaza la vida ecológica del mismo.

Además de su declaración como Parque Natural por la Comunidad Valenciana, la Albufera ha sido incluida como área de especial protección en el ámbito comunitario e internacional. Constituye desde abril de 1991 una Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) según la Directiva Aves (79/409/CEE); está incluida desde mayo de 1990 en la Lista de Humedales de Importancia Internacional del Convenio *RAMSAR* y posee hábitats y especies recogidos en la Directiva comunitaria conocida como "Hábitats" (92/43/CEE). También está recogida por el Protocolo de Ginebra, de 3 de abril de 1982, sobre zonas especialmente protegidas del Mediterráneo.

Por otra parte, el espacio natural de la Albufera dispone de diversos recursos hídricos que provienen de un área mucho más amplia y que incluye las cuencas de los ríos Turia y Júcar, vinculados con la Albufera a través de los regadíos históricos y de las conexiones subterráneas. La escasez de recursos en dichas cuencas, sometidas a fuertes demandas consuntivas, condiciona de manera drástica las aportaciones recibidas por el lago, situado en la parte final del sistema, y obliga a considerar a los ríos, las acequias y a la propia Albufera como elementos inseparables desde un punto de vista hidrológico. Esta interdependencia se reconoce, además, en la definición preliminar de la Demarcación Hidrográfica que ha establecido la Confederación Hidrográfica del Júcar. Dicha demarcación engloba, a su vez, las aguas costeras y de transición situadas a lo largo del litoral valenciano.

Al singular régimen hidráulico de la Albufera se añade, además, el aprovechamiento que se hace de sus propias aguas para el cultivo del arrozal que la circundan. Esto se consigue mediante la operación de las compuertas de las golases, que suelen cerrarse completamente entre el 1 de noviembre al 1 de enero. Durante este período se alcanza el nivel máximo de la Albufera (o Perellonada), ascendiendo el agua de 50 a 60 cm y cubriéndose las 18000 ha de tierras lindantes con el lago. El día 1 de enero se abren las compuertas y comienza el desagüe natural de campos y acequias que se complementa a finales de febrero y principios de marzo

con la ayuda de motores y bombas. Coincide entonces el nivel más bajo de las aguas y, por tanto, la desecación total de los campos para llevar a cabo labores profundas, imprescindibles para el cultivo. Estas labores, que se extiende desde mediados de marzo a mediados de abril, conllevan también un fuerte abonado de las tierras.

A finales de abril o primeros de mayo vuelven nuevamente a cerrarse las compuertas y los campos se inundan de nuevo, esta vez con menos agua, procediéndose a dar una labor previa a la siembra. Por estas fechas y hasta el 15 de mayo, aproximadamente, se reparten los pesticidas. Seguidamente, en el mes de junio se extrae parcialmente el agua de los campos con objeto de abonarlos nuevamente, volviéndose a inundar ligeramente las partidas del marjal. A finales de junio, y entre julio y agosto, se procede a dos tratamientos aéreos con insecticidas. Los campos permanecen inundados todavía hasta finales de agosto o principios de septiembre, fechas por las que se comienza la siega del arroz. El nivel de la Albufera continúa bajo hasta la llegada del primero de noviembre, cuando se reanuda de nuevo el ciclo anual [EPSAR, 2009].

Esta descripción del peculiar funcionamiento hidráulico del lago, que se ha convertido en un embalse de regadío, pone de manifiesto que los elevados niveles de eutrofia sólo pueden ser el resultado, precisamente, de esa gestión artificial del medio, que lleva aparejada, además, enormes aportaciones de nutrientes y materia orgánica.

Pero no son sólo las aportaciones del riego las únicas que llegan a la laguna. De hecho, la propia red de saneamiento deriva caudales a la misma provenientes de los alivios de tormenta del sistema unitario, de los vertidos del colector de la zona oeste y de las depuradoras comarcales. Entre estas últimas cabe destacar la aportación de la EDAR de Pinedo, cuyas aguas, tras ser sometidas a un tratamiento intenso de depuración, son evacuadas a la Albufera con el objetivo de mejorar sus condiciones ambientales.

Por todo ello, el estudio de esta masa de agua constituye en sí un reto debido a la complejidad de los procesos hidrodinámicos, fisico-químicos y biológicos de los que depende su situación trófica actual.

2.2. Datos básicos de partida

Para poder analizar los procesos de eutrofización en la laguna litoral de la Albufera de Valencia, es necesario llevar a cabo la caracterización de los sistemas hidrológico e hidrodinámico del medio, así como el análisis de los efectos de vertido de los efluentes del sistema de saneamiento y evaluación de su influencia sobre la calidad de las aguas del lago y del litoral. Para ello resulta ser imprescindible la recopilación de datos tales como: batimetría, niveles en el lago, caudales y niveles en golgas y acequias, apertura de compuertas, precipitaciones, temperaturas, radiación y evaporación, intensidades y direcciones del viento, mareas astronómica y meteorológica y concentraciones de nutrientes en diversas acequias y vertidos afluentes al lago.

2.2.1. Batimetría

La realización de la batimetría del medio acuático de la Albufera se ha llevado a cabo a partir del Modelo Digital del Terreno (MDT) generado a partir de la información extraída de la cartografía 1:2000 del lago y su entorno, con título “Clasificación y Organización Cartográfica TECNOMA Valencia”, cuya fuente es Tyspa. Los datos se agruparon en una geodatabase y, después de su digitalización y tratamiento previo, se realizó una interpolación mediante el método de *Kriging* con un tamaño de celda de 10×10 metros, y empleando el programa *ArcGis 9.2*. La figura IV.34 muestra la imagen del MDT generado para todo el Parque Natural de la Albufera de Valencia.

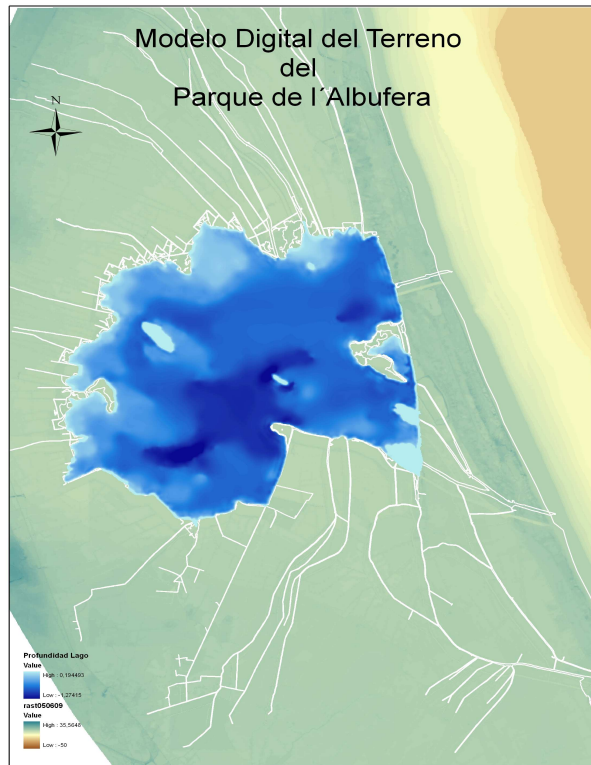


Figura IV.34. Modelo Digital del Terreno del parque de Albufera y del mar [EPSAR, 2009].

2.2.2. Datos meteorológicos e hidrológicos

Con el fin de caracterizar adecuadamente el sistema hidrológico de la Albufera, se han manejado los datos de precipitación, temperatura, radiación solar, evapotranspiración así como datos de caudales de entrada y salida al lago.

Los datos pluviométricos utilizados en este estudio han sido obtenidos del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la CHJ y de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), procedente de diversas estaciones meteorológicas, y corresponden a precipitaciones diarias desde el año hidrológico 1990/91 hasta el 2007/08. En las figuras IV.35 e IV.36 se representan las precipitaciones por años hidrológicos de dicho periodo y los datos de precipitaciones medias mensuales correspondientes, respectivamente.

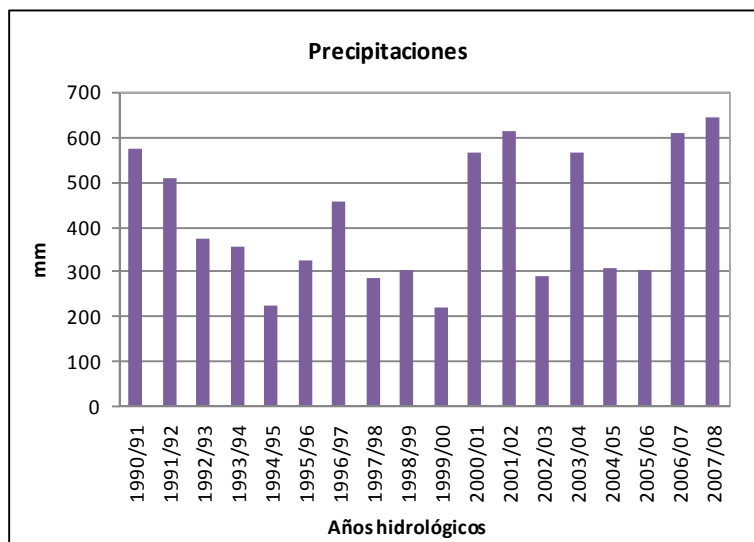


Figura IV.35. Precipitaciones anuales entre octubre de 1990 y septiembre de 2008.

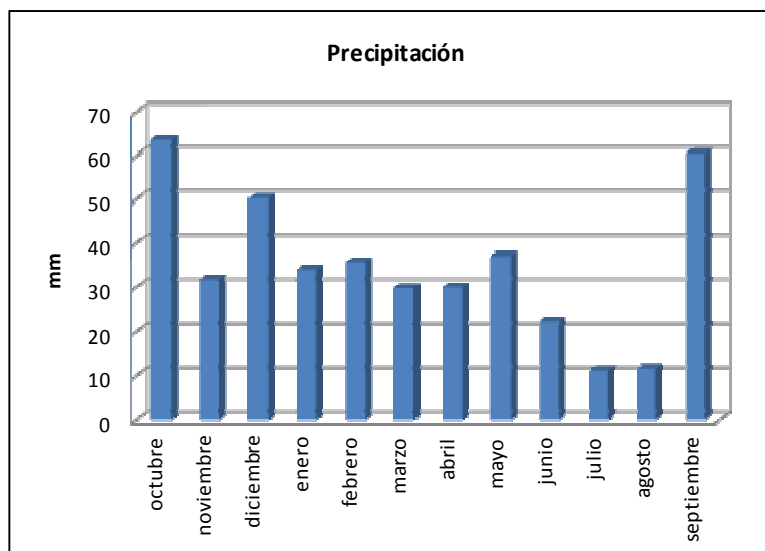


Figura IV.36. Precipitación media mensual en el periodo 1990/91 – 2007/08.

A partir de estas figuras, se deduce que los años más secos de la serie son 1994/95 y 1999/00 y que es durante los meses de septiembre y octubre donde se registran mayores precipitaciones, mientras que en los meses de verano las precipitaciones suelen ser muy bajas. Cabe señalar que la precipitación media anual en esta zona, para el periodo 1990/91 – 2007/08, es de 418,5 mm/año, reduciéndose este valor en verano a 45,3 mm.

En cuanto a los datos de temperatura, se ha contado con valores diarios máximos, mínimos y medios desde febrero de 2001, ofrecidos por AEMET. La figura IV.37 muestra los valores de la temperatura media mensual para el año hidrológico 2005/06. En dicha figura se observa que la temperatura media anual registrada en la Albufera es de alrededor de 17°C alcanzando los 26°C durante el mes de julio.

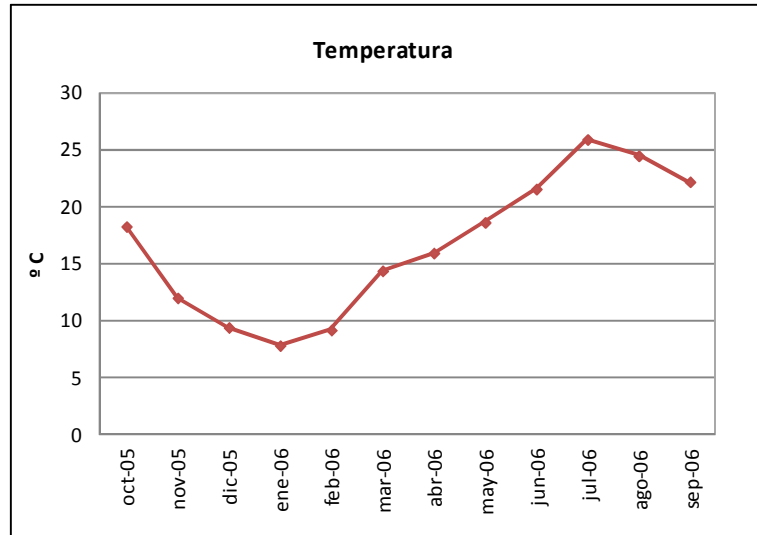


Figura IV.37. Temperatura media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06.

También se ha obtenido, a través de la AEMET, información sobre los valores medios mensuales de radiación (MJ/m^2) y evapo-transpiración (mm) desde febrero de 2001. En las figuras IV.38 e IV.39 se recogen, respectivamente, dichos correspondientes el año hidrológico 2005/06. A partir de estas figuras se observa que la radiación media anual de la zona es de $482 \text{ MJ}/\text{m}^2$, llegando a un valor de $767 \text{ MJ}/\text{m}^2$ durante el mes de julio. Por otra parte, se deduce que la evapotranspiración media anual registrada en la Albufera es de aproximadamente 93 mm, alcanzando los 164 mm en el mes de julio.

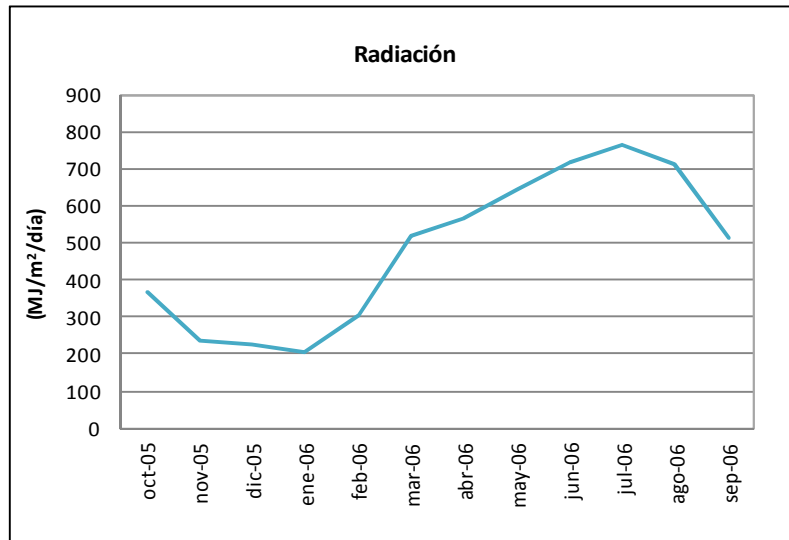


Figura IV.38. Radiación media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06.

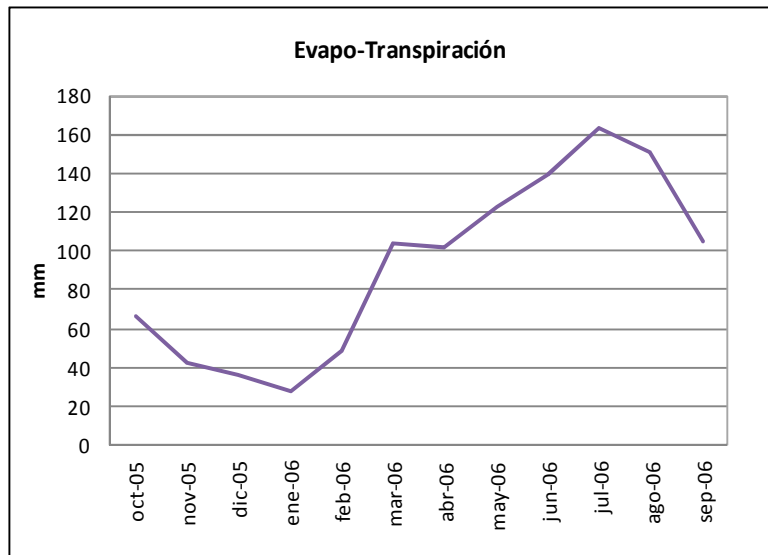


Figura IV.39. Evapo-transpiración media mensual en la Albufera para el año hidrológico 2005/06.

Para caracterizar el régimen de caudales de entrada al lago, se ha contado con la información de caudales y niveles para periodo entre septiembre de 2006 y mayo de 2009, recogida por las estaciones de aforo del que dispone la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ), y cuya localización se muestra en la figura IV.40. En dichas estaciones se registran los caudales (m³/s) de entrada (acequias de Dreta, Overa y Clot) y salida (golas de Pujol, Perellonet, Perelló, El Rei y St. Llorenç) del lago, así como los correspondientes niveles referidos al Nivel Medio del Mar en Alicante

(NMMA). Las mediciones recogidas por dichas estaciones se encuentran en la página web “www2.chj.gov.es/programaalbufera/index.html”, en la sección “Redes de Control”.



Figura IV.40. Localización de los equipos de toma de datos [EPSAR, 2009].

Asimismo se ha procedido a la caracterización de los caudales de salida a través de los datos registrados en las golas antes citadas [EPSAR, 2009]. Las figuras IV.41 a IV.44 representan, respectivamente, los valores medios mensuales de caudales y niveles en las acequias y golas.

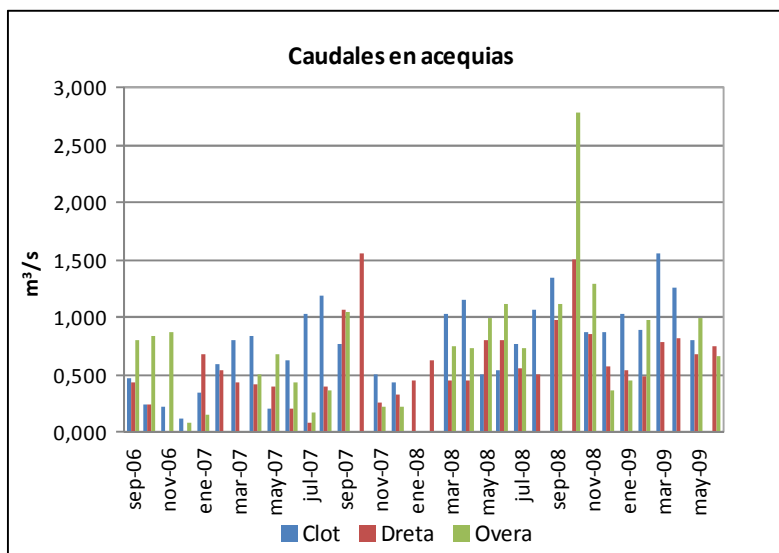


Figura IV.41. Caudales medios mensuales en acequias.

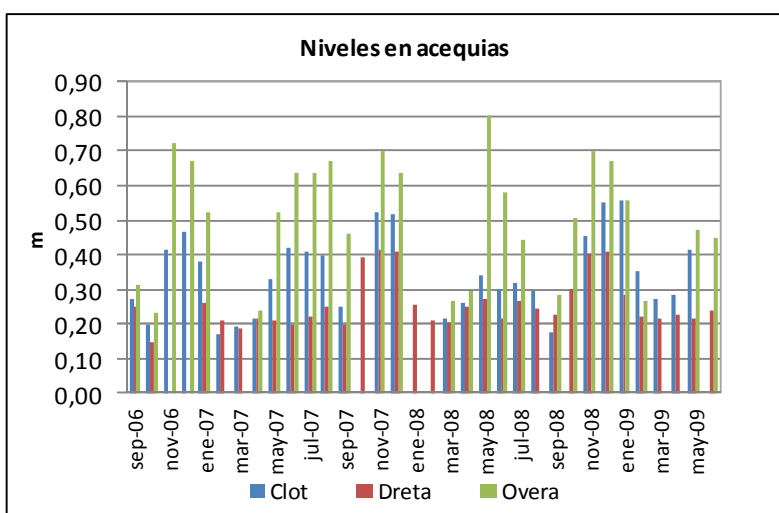


Figura IV.42. Niveles medios mensuales en acequias.

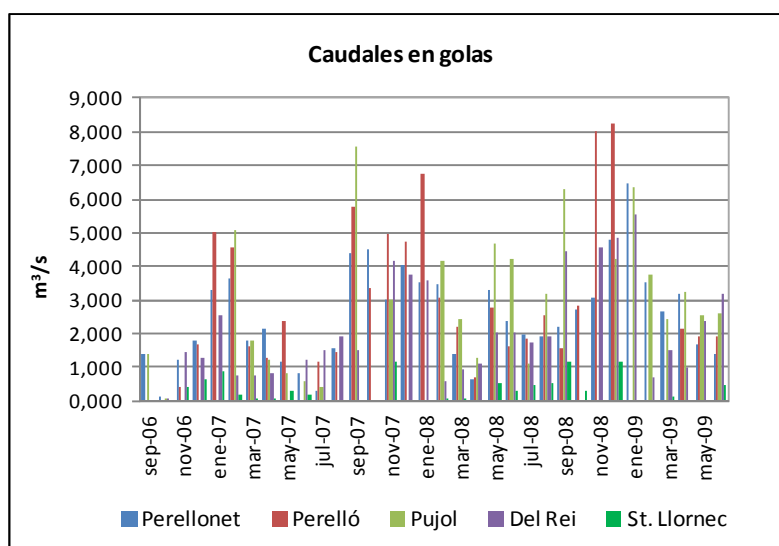


Figura IV.43. Caudales medios mensuales en golases.

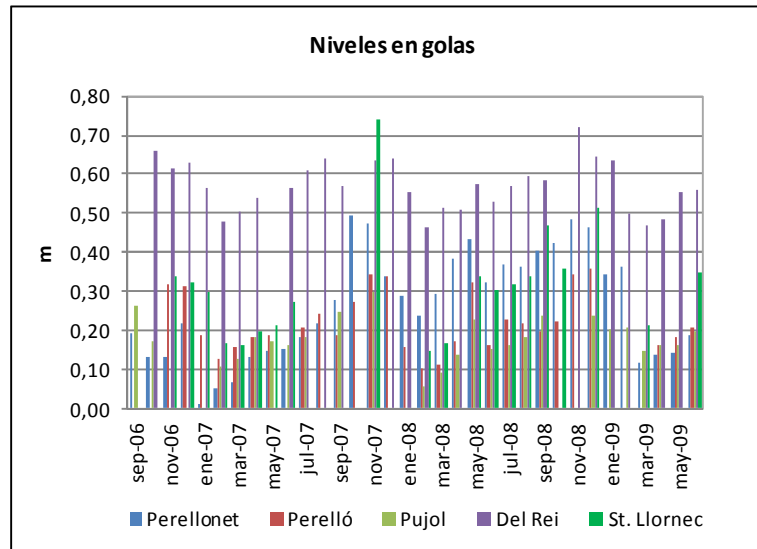


Figura IV.44. Niveles medios mensuales en golas.

2.2.3. Datos hidrodinámicos

Para caracterizar el sistema hidrodinámico de la Albufera, se ha contado con datos de marea y viento y se han analizado, además, los datos de nivel dentro del lago. Con el fin de estudiar los efectos de marea, se ha analizado la variación del nivel del mar en el litoral, que suele estar condicionada, generalmente, por las oscilaciones originadas por la marea astronómica y la dinámica atmosférica, especialmente las variaciones de presión, a través de lo que se denomina marea meteorológica. Para la obtención de las corrientes generadas por una onda de marea se dispone de diversas bases de datos que permiten establecer una condición de nivel del mar.

Asimismo, se ha utilizado un método de interpolación basado en el modelo AG95.1 y desarrollado por *Andersen (1995) [EPSAR, 2009]*. Dicho método recurre a la base de datos *Grenoble* en lugar de *Atlas* empleado en el método *Schwiderski*, con lo que se llega a automatizar este proceso por completo. En cuanto al efecto de la marea meteorológica, se dispone de los datos recogidos por el mareógrafo de Puertos del Estado, situado en la Dársena Interior del puerto de Valencia en el Muelle de la Aduana. En la figura IV.45 se representa las variaciones del nivel del mar en Valencia debidas a la marea astronómica y meteorológica.

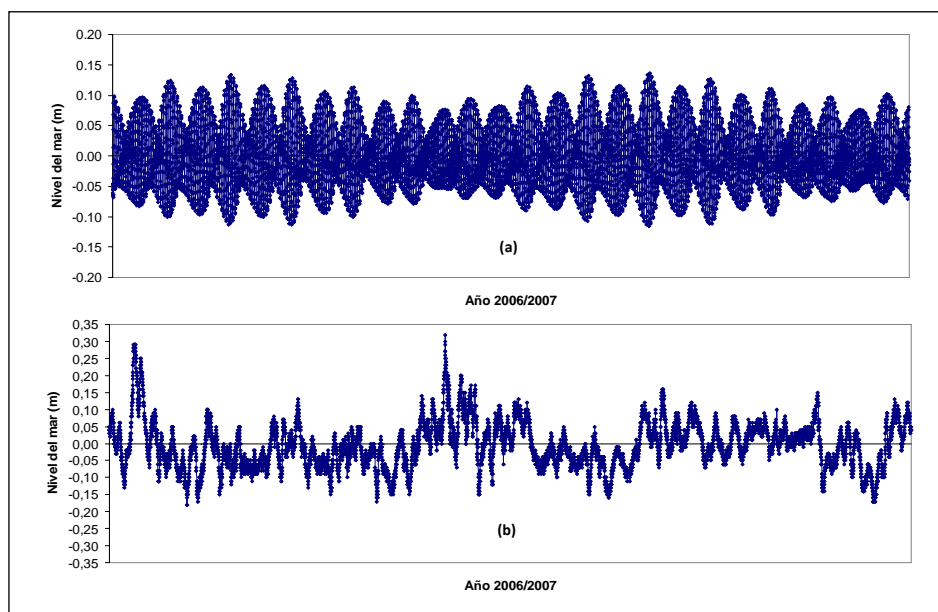


Figura IV.45. Representación de la variación del nivel del mar en Valencia debida a la marea astronómica (a) y meteorológica (b).

Esta figura muestra cómo la acción de la marea astronómica sobre el nivel del mar es periódica y predecible, con oscilaciones máximas de nivel para la costa valenciana en el entorno de 25 cm. Por contra, la evolución de la marea meteorológica carece de un comportamiento periódico, lo que dificulta su predicción.

Respecto al análisis del régimen del viento, se ha contado con los datos recogidos por la estación meteorológica de Picassent del SAIH, manejando valores diarios de velocidades medias y su dirección, así como la velocidad máxima registrada diariamente y la dirección en que se produjo, desde el 1 de octubre de 2005 hasta el 30 de septiembre de 2006. En las figuras IV.46 e IV.47 se representan, respectivamente, la dirección del viento frente a la intensidad de diferentes episodios de viento y las probabilidades de presentación de episodios de viento para las 8 direcciones principales del N, NE, E, SE, S, SW, W, NW.

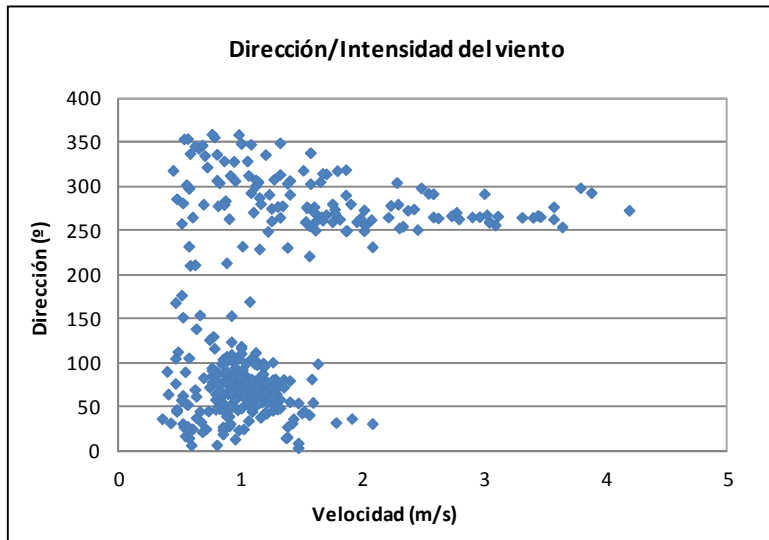


Figura IV.46. Representación de la dirección y la intensidad de los episodios de viento diarios para el año hidrológico 2005/06.

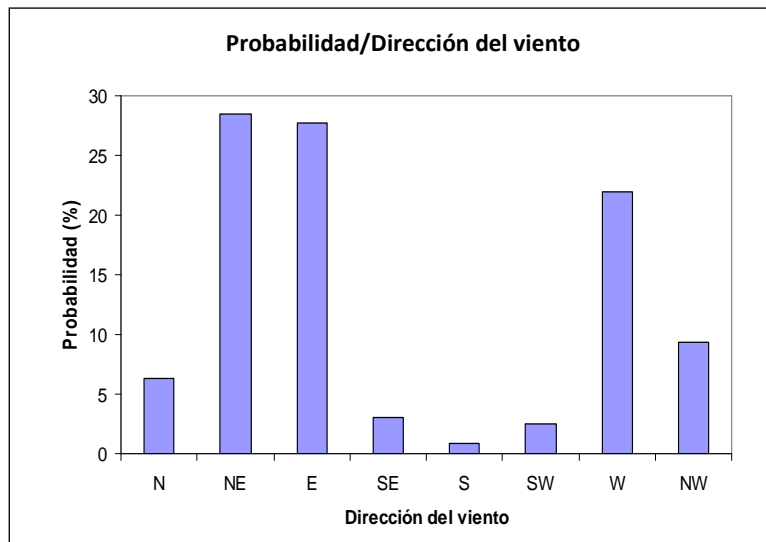


Figura IV.47. Representación de la probabilidad de presentación de episodios de viento en las ocho direcciones principales.

Tal y como se puede observar en estas dos últimas figuras, los vientos dominantes son aquellos con dirección del Noreste y Este y, en menor medida, los del Oeste, teniendo intensidades inferiores a 2 m/s en la mayoría de los episodios de viento.

Finalmente, para la medida del nivel en el interior del lago, se ha contado con los datos diarios recogidos por la estación de CHJ, situada en la zona del embarcadero de Pujol, entre noviembre del 2005 y diciembre del 2009. En la figura IV.48 se muestran los valores medios mensuales

correspondientes, referidos al Nivel Medio del Mar en Alicante. Como se puede ver en esta gráfica, el nivel del lago alcanza sus máximos valores durante los meses de noviembre.

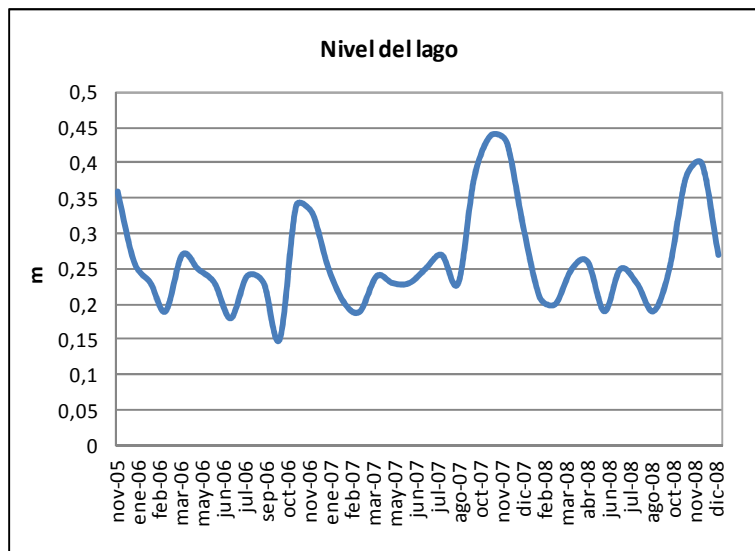


Figura IV.48. Nivel en el lago desde noviembre del 2005 hasta diciembre del 2008.

2.2.4. Datos de calidad de las aportaciones

La caracterización previa de la calidad del agua de la Albufera resulta ser imprescindible. Para ello se ha dispuesto de los datos aportados por EPSAR y relativos a 14 estaciones repartidas por el entorno del lago, cuya situación se indica en la figura siguiente:



Figura IV.49. Situación de las estaciones de muestreo de las aguas de la cuenca vertidas al lago de la Albufera tomadas por EPSAR [EPSAR, 2009].

El procesamiento de estos datos ha permitido obtener la información útil acerca de la calidad de las aguas vertidas en el lago y las relaciones que permiten agruparlos según la naturaleza de los vertidos y su estado ecológico. Dicha información proviene de las campañas realizadas con periodicidad mensual, en el periodo 2005/2006-2008/2009, donde se analizaron un total de 12 variables fisicoquímicas de calidad del agua, en las estaciones consideradas, entre las cuales se pueden citar la temperatura, pH, demanda biológica de oxígeno (DBO), oxígeno disuelto (OD), nitrógeno total (NT), nitratos (NO_3), amonio (NH_4), fósforo total (PT) y fósforo soluble reactivo o fosfato (PSR). Como ejemplo de dicho datos, en las figuras IV.50 e IV.51 se representa, respectivamente, la evolución temporal de las concentraciones de fosforo total y fosforo soluble reactivo en algunas de las estaciones mencionadas durante el año hidrológico 2006/07.

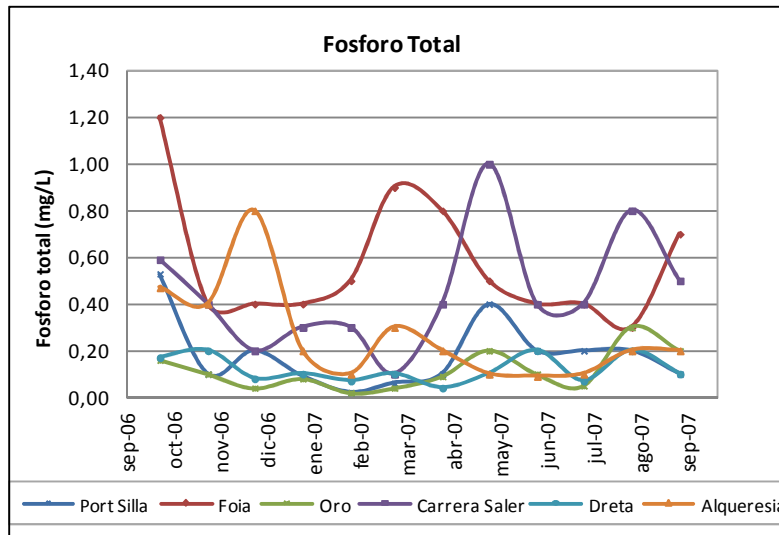


Figura IV.50. Evolución de la concentración de fósforo total en las entradas al lago a lo largo en 2006/07.

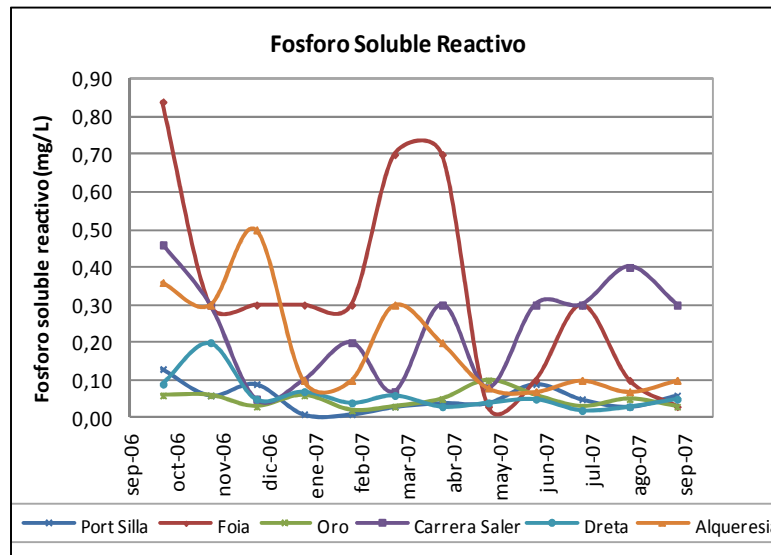


Figura IV.51. Evolución de la concentración de fósforo soluble reactivo en las entradas al lago en 2006/07.

El análisis de toda esta información pone de relieve que la concentración de nutrientes en las acequias alcanza valores muy elevados, mostrando la mala calidad de las aportaciones que llegan al lago, que ya se habían puesto de manifiesto en apartados anteriores.

Asimismo, se ha realizado un análisis de tendencias de estas variables a lo largo de los años, donde se ha notado una ligera mejoría en la calidad de los aportes, que se manifiesta por la disminución de fósforo. No obstante, no se ha observado ningún descenso en las formas nitrogenadas (nitrato y

amonio) sino un ligero aumento, reflejo del uso agrícola al que está sometida gran parte de la cuenca. Cabe señalar que las concentraciones de nitrato y fosfato suelen ser más bajas en el período estival y aumentan hacia finales del invierno, al contrario que el amonio. Lo que puede justificarse por el hecho de que la mayor parte del abonado de arroz se hace en verano, siendo el amonio la forma de nitrógeno utilizada a tal efecto. A modo de ejemplo, la figura IV.52 representa los valores medios de las muestras tomadas en las entradas al lago y su tendencia, entre agosto de 2006 y junio de 2009.

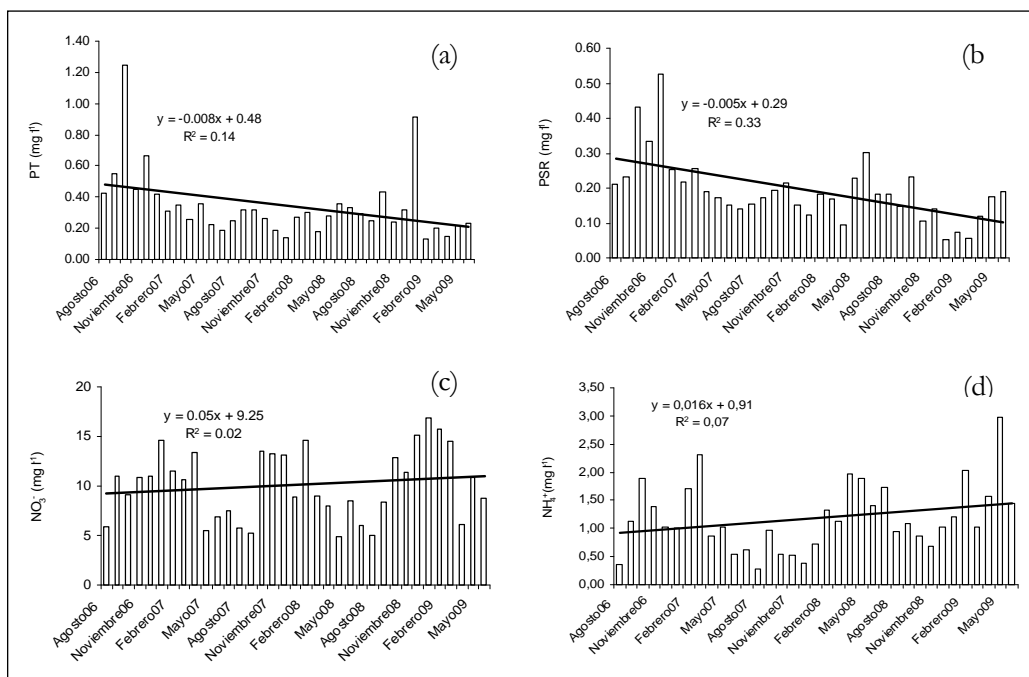


Figura IV.52. Evolución de las variables analizadas en los aportes al lago desde agosto de 2006 hasta junio de 2009 (a: fósforo total, b: fósforo soluble reactivo, c: nitratos, d: amonio) [EPSAR, 2009].

Por otra parte, se considera que el sistema de saneamiento que rodea la Albufera es el primer responsable de los vertidos de aguas residuales que recibe el lago. En la figura IV.53 se recogen los puntos principales de entrada de dichas aguas residuales, que se produce a través de las acequias existentes entre Valencia y el barranco del Poyo (zona norte) y los cuatro puntos principales de entrada de vertidos procedentes de la parte sur del sistema (zona sur) [EPSAR, 2009].

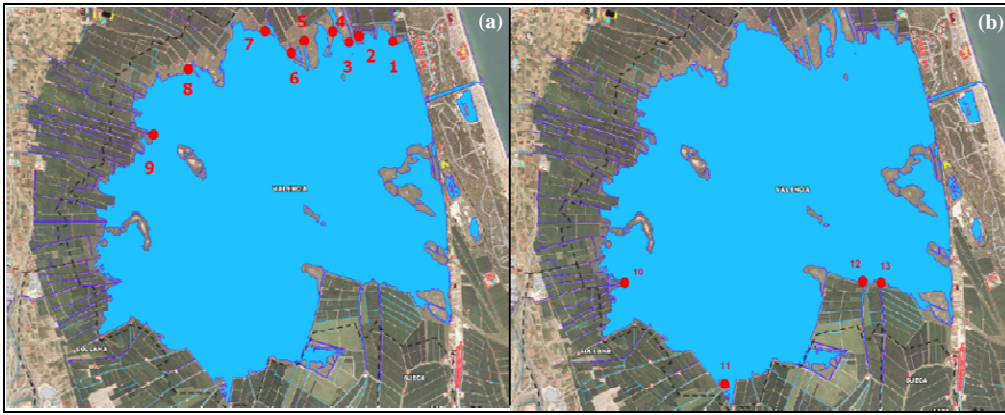


Figura IV.53. Puntos principales de entrada de vertidos residuales en el lago - zona norte (a) y zona sur (b) [EPSAR, 2009].

Por otro lado, a través de estas acequias, la Albufera recibe también las descargas de los sistemas unitarios en tiempo de lluvia, que arrastran importantes cargas contaminantes. Dichas descargas son especialmente importantes en la zona norte.

Los datos de caudales medios de las aguas residuales en tiempo seco han sido obtenidos a partir de los consumos de agua potable de los municipios afectados para el año 2005. Y a partir del volumen de agua inyectado en la red y de la población de cada municipio, se ha obtenido la dotación bruta de agua potable, consiguiendo el caudal medio de aguas residuales generado para cada municipio.

Respecto a la estimación de las cargas de contaminantes asociadas a estos caudales, se ha utilizado la información ofrecida por *Metcalf y Eddy (1995)* correspondiente a la composición típica de aguas residuales urbanas. Asimismo, se adoptaron los datos obtenidos por el Ministerio de Medio Ambiente (MMA) en su estudio sobre la caracterización de los alivios de tormenta en sistemas unitarios del año 2002. En la tabla IV.9 se recoge toda esta información.

Tabla IV.9. Composición típica de aguas residuales urbanas [Metcalf y Eddy, 1995] y aguas de tormenta de los sistemas unitarios en Valencia [modificada de MMA, 2002].

Parámetro	Aguas residuales	Aguas de tormenta
DBO5 (mg/l)	220	166,2
COT (mg/l)	160	34,9
Nitrógeno total (mg/l)	40	40,5
NH ₄ ⁺ (mg/l)	25	13,8
Fósforo total (mg/l)	8	6,2

Se han utilizado, también, los datos de volúmenes y concentraciones en el efluente de la EDAR de Pinedo para los años 2007 y 2008, y que han sido facilitados por la Entidad de Saneamiento de las Aguas de la Generalitat Valenciana (EPSAR). Dichos datos revelan que el volumen máximo anual del mencionado vertido supera los 77 hm³ (año 2008), la concentración de fósforo total alcanza valores medios de 0,38 mg/l en el año 2007 y 0,60 en el año 2008, y los valores correspondientes a la concentración de clorofila en el lago, para los meses más críticos de mayo y octubre, son de 0,38 y 0,56 mg/l, en mayo, y 0,67 y 0,42 en octubre.

2.2.5. Datos de calidad de las aguas de la laguna

En relación con la calidad de las aguas de la propia laguna, en primer lugar se han analizado los datos de concentración de clorofila-a facilitados por la CHJ, correspondientes al periodo 1994/1995-2007/2008. Los valores medios anuales han oscilado entre los 92 y los 232 µg/l con un promedio próximo a los 150 µg/l. No obstante, tal y como se muestra en la figura IV.54 [CHJ-Ministerio de Medio Ambiente, 2009], se han obtenido valores puntuales superiores a los 400 µg/l, con dos picos anuales de clorofila en otoño (octubre), época del comienzo de la inundación del arrozal y de cierre de compuertas en las golgas de salida (lo que supone tasas de renovación más bajas), y en primavera (abril-mayo), correspondientes al patrón típico de crecimiento algal.

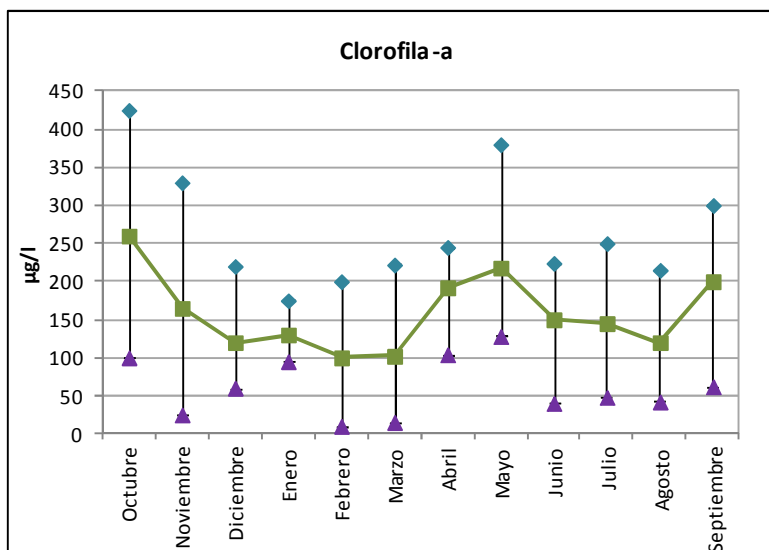


Figura IV.54. Variación mensual de la concentración de clorofila-a en el lago durante el periodo 1994/1995-2007/2008.

También se han utilizado los datos de calidad de las aguas del lago, facilitados por las campañas realizadas por EPSAR durante el periodo 2005/2006, en los puntos de control que se muestran en la figura IV.55, cuya coordenadas UTM se recogen en la tabla IV.10.

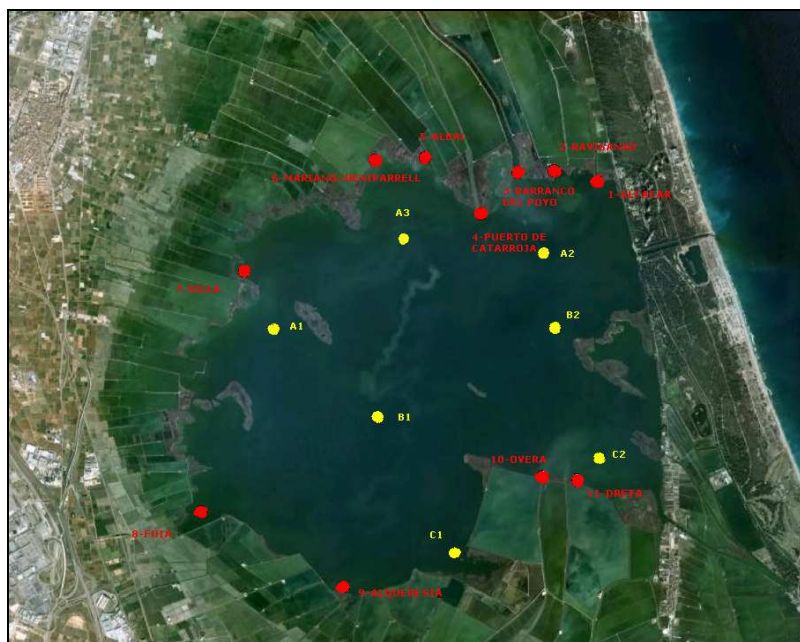


Figura IV.55. Localización de la incorporación de las acequias y de los puntos de control utilizados en la Albufera.

Tabla IV.10. Coordenadas UTM de los puntos de control utilizados en la Albufera.

Puntos de control	X	Y
A1	726387	4358179
A2	729311	4359457
A3	717764	4359376
B1	727602	4356877
B2	729407	4358307
C1	728423	4355429
C2	730124	4356566

Por otra parte, a pesar de la extensa información recogida en las campañas anteriores de EPSAR, se planteó la necesidad de realizar una campaña de campo con el objetivo fundamental de implantar la importancia real del sedimento en la regulación de la concentración de fósforo en el agua, aspecto que hasta el momento no había podido ser confirmado con los datos anteriores. Dicha campaña ha sido realizada durante la primera semana de junio de 2009, donde se tomaron muestras en superficie y fondo de la columna de agua, así como en el sedimento.

La tabla IV.11 agrupa los valores medios de las variables medidas en dicha campaña.

Tabla IV.11. Valores medios de las variables en el lago [EPSAR, 2009].

Indicador	Columna de agua	Sedimento
Fósforo total (mg l ⁻¹)	0,31	796,08
Fósforo soluble reactivo (mg l ⁻¹)	0,02	6,08
Fósforo particulado total (mg l ⁻¹)	0,29	790
Fósforo particulado orgánico (mg l ⁻¹)	0,22	305
Fósforo particulado inorgánico (mg l ⁻¹)	0,07	485; 384*; 101**
Nitrato (mg l ⁻¹)	0,86	0,01
Amonio (mg l ⁻¹)	0,06	11,85
Clorofila-a (µg/l ⁻¹)	330	1,50
Sólidos en suspensión (mg l ⁻¹)	76,50	-

* Fósforo inorgánico apatítico, ** fósforo inorgánico no apatítico.

El análisis de estos datos muestra que la concentración de algunos nutrientes como el fósforo y el amonio en el sedimento es mucho mayor

que dentro de la columna de agua, mientras que la clorofila-a y el nitrato tienen concentraciones más altas en la columna de agua.

Por otra parte, se han obtenido los mapas de distribución de clorofila-a y nutrientes en el lago. A modo de ejemplo, en las figuras IV.56 e IV.57 se muestra la distribución espacial de la concentración de clorofila-a y de fósforo soluble reactivo, respectivamente, en superficie y fondo de la columna de agua así como en el sedimento.

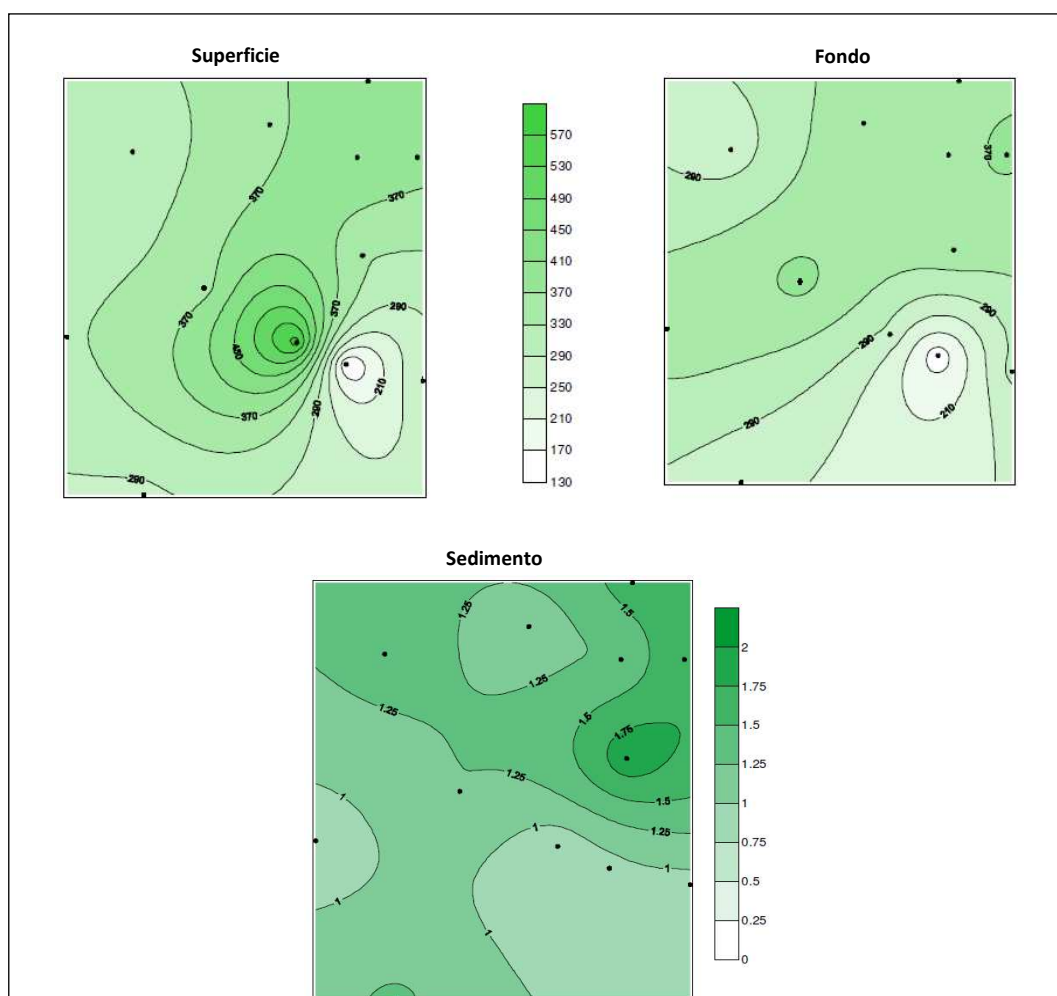


Figura IV.56. Concentración de clorofila-a en el lago en $\mu\text{g l}^{-1}$ [EPSAR, 2009].

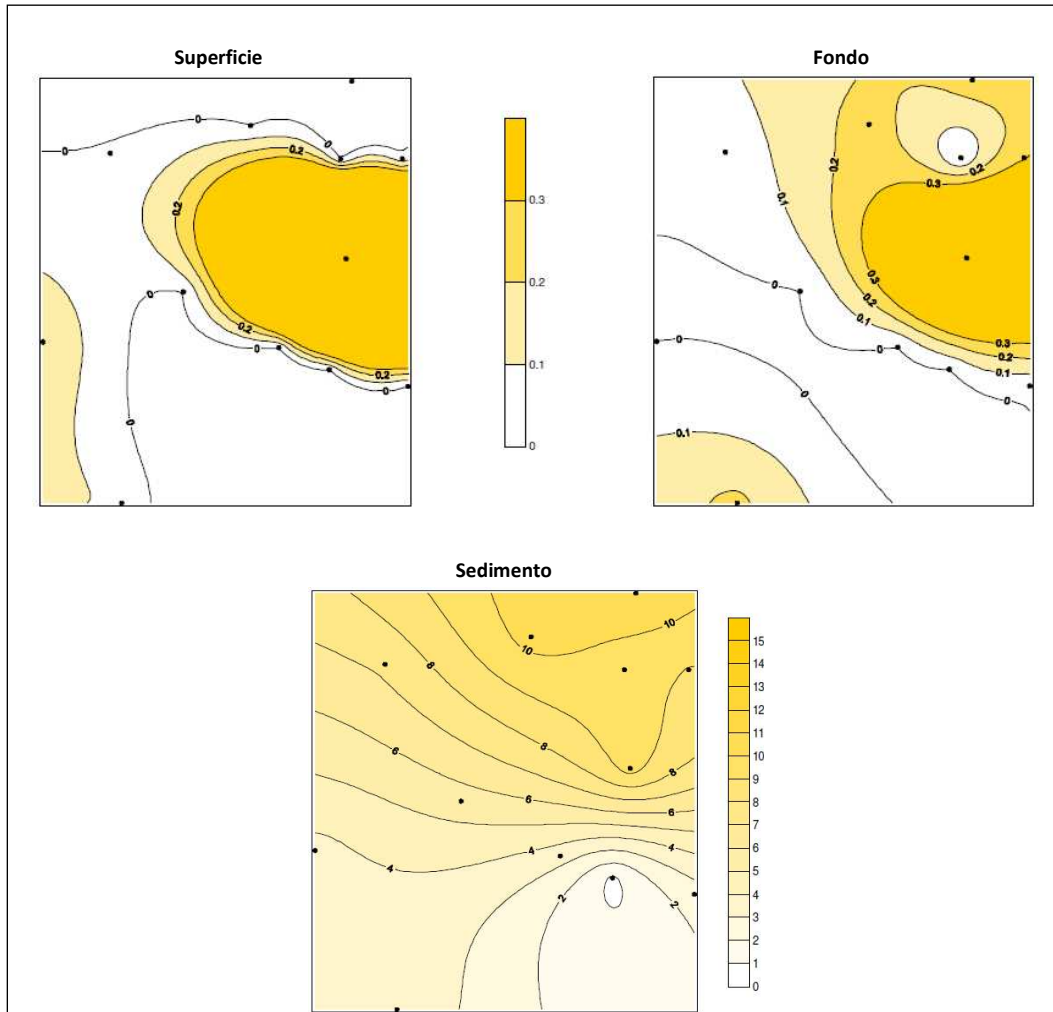


Figura IV.57. Concentración de fósforo soluble reactivo (PSR) en el lago en mg l^{-1} [EPSAR, 2009].

A partir de esta última figura, se puede deducir que el papel fundamental del sedimento reside en retirar fósforo del medio. La difusión del fósforo desde el sedimento es un parámetro que varía entre una zona y otra del lago, como se observa en la figura siguiente:

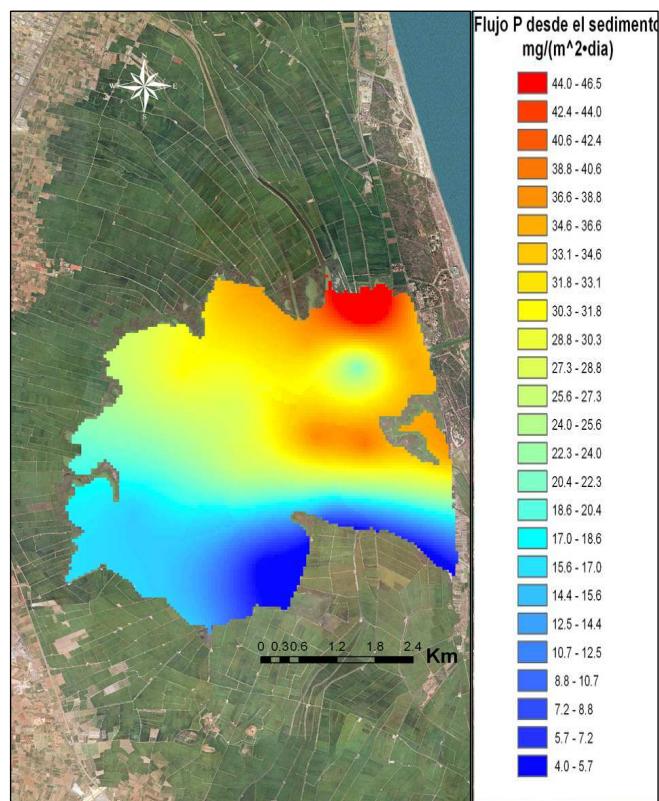


Figura IV.58. Distribución del flujo de fósforo desde el sedimento en $\text{mg m}^{-2} \text{día}^{-1}$.

2.3. Aplicación de los modelos matemáticos

Para el análisis de la eutrofización en la Albufera de Valencia, se ha seguido la misma metodología utilizada en el caso de Victoria, consistente en el análisis hidrológico e hidrodinámico de la cuenca de estudio mediante la aplicación de los modelos de cálculo y su adaptación a las condiciones específicas de la Albufera. Dicha adaptación se basa, en general, en la calibración y validación, en un periodo de tiempo determinado, según la disponibilidad de los datos. Sin embargo, en el caso concreto de la Albufera, además de dicho proceso de ajuste, ha sido necesaria la generación de herramientas específicas que contemplan aspectos tan singulares como pueden ser el funcionamiento hidráulico de las golgas, o los efectos de la evaporación en el análisis hidrodinámico del lago.

Por otra parte, y del mismo modo que en Victoria, se utilizaron los datos pluviométricos como base para la estimación del periodo de estudio. Tal y

como se ha visto antes, los años más secos de la serie analizada son 1994/95 y 1999/00, no obstante, dentro de los datos de calidad de agua disponibles, el año el que más se aproxima a las condiciones de un año seco y que representa condiciones de sequía, que pueden considerarse a priori las más desfavorables, es el año 2005/06. Por lo que se ha adoptado dicho año para llevar a cabo los estudios hidrodinámico y de calidad de aguas.

2.3.1. Modelo hidrológico

Con el fin de analizar, con precisión, los caudales superficiales que llegan a la laguna de la Albufera, se ha procedido al estudio hidrológico de la cuenca utilizando el modelo de drenaje urbano. En este sentido, se ha llevado a cabo el cálculo de los vertidos de tormenta que se producen en el saneamiento. A modo de ejemplo, en la figura IV.59 se recoge el hidrograma de salida para un evento de precipitación de la zona norte mediante el cálculo con *Infoworks* de los vertidos producidos para el año escogido.

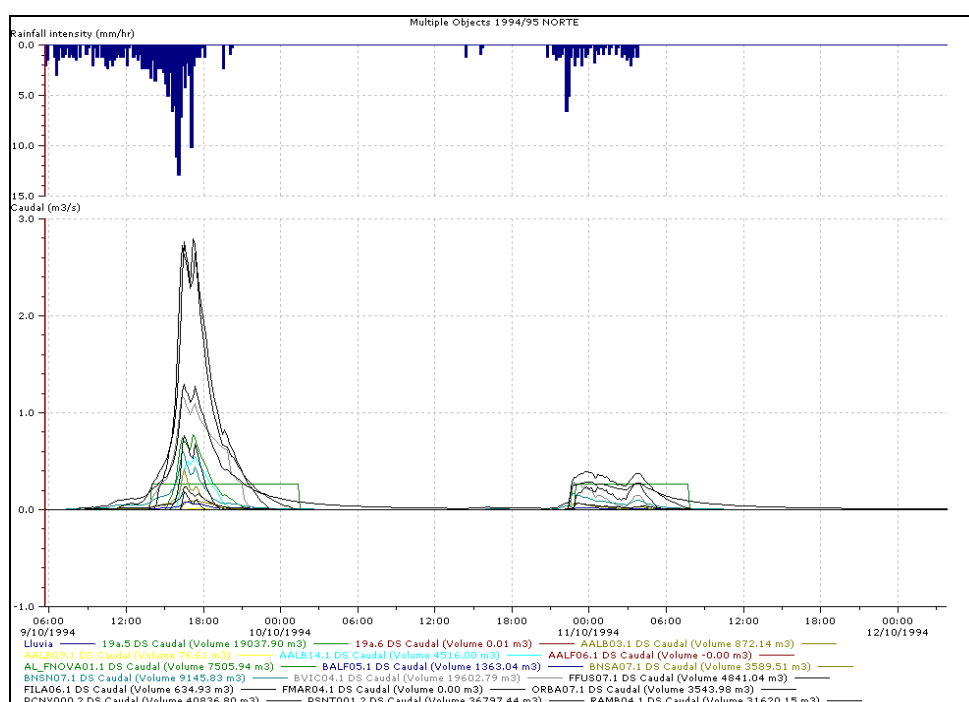


Figura IV.59. Hidrogramas de salida para el evento 194 - Zona Norte [EPSAR, 2009].

2.3.2. Modelo hidrodinámico

De la misma manera que en el caso anterior, La determinación de las velocidades generadas por la marea y el viento se ha llevado a cabo mediante los modelos hidrodinámicos "H2D" y "H2DZ" desarrollados por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria.

La malla utilizada para el caso de la Albufera se representa a través de una malla de 345×300 celdas cuadradas regulares, de 50 metros de lado, y que se recoge en la figura siguiente:

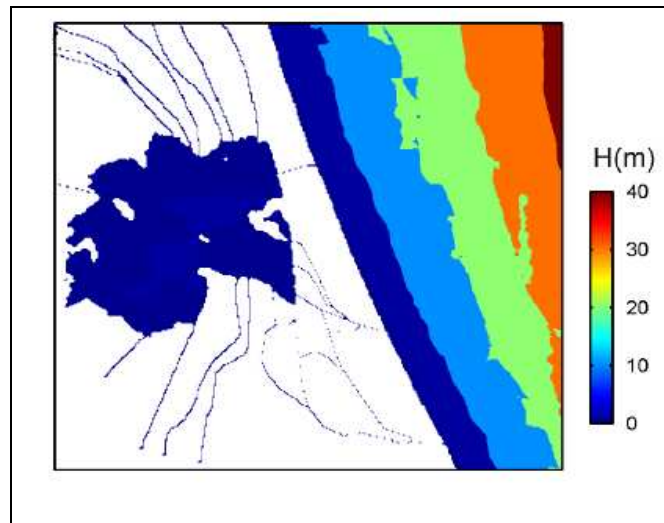


Figura IV.60. Malla de la zona objeto de estudio de la Albufera de Valencia.

Para determinar las velocidades generadas por la acción conjunta de la marea, los caudales de las acequias, la precipitación, la evaporación y el estado de apertura o cierre de las golas, se ha utilizado el modelo hidrodinámico bidimensional "H2D", desarrollado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria.

No obstante, para poder evaluar los condicionantes propios del régimen hidrodinámico de la Albufera, dicho modelo ha sido modificado. En primer lugar, fue necesario incorporar en la ecuación de balance de masa el efecto de la precipitación y la evaporación que, como se ha dicho son factores definitorios de los niveles en el lago. En este caso, el modelo lee el régimen

diario de precipitaciones y evaporación en mm/día y resuelve un sencillo balance en cada paso de tiempo, aumentando o disminuyendo el nivel y la extensión de la superficie libre dependiendo del signo de éste. En segundo lugar, se ha modificado la ecuación de cantidad de movimiento para poder considerar el efecto de desagüe a través de las compuertas de las golas. Por lo que se han definido, por un lado, el número de compuertas abiertas y, por otro, la ecuación de desagüe a través de las mismas. El caudal que se evacua por dicha estructura responde a la siguiente ecuación:

$$Q = \left(\frac{2}{3}\right)^{3/2} C \cdot b \cdot g^{1/2} \left(h_1 + \frac{U_1^2}{2g}\right)^{3/2} \quad (IV.1)$$

Siendo

C : constante de calibración experimental;

b : anchura de la presa;

g : gravedad;

U_1 : velocidad anterior a la presa;

h_1 : altura de la superficie libre sobre la altura de la presa.

Se ha llevado a cabo la calibración del coeficiente C mediante unos cálculos preliminares en periodos de tiempo en los que se conocían todos los parámetros necesarios para la simulación.

La calibración del modelo H2D consistió en el ajuste de los parámetros del mismo con el fin de reproducir los niveles registrados en el lago a lo largo del periodo considerado. A partir de la figura IV.61, donde se muestra la evolución del nivel en el lago y su comparación con dicho registro, se observa que los resultados se ajustan a las tendencias y comportamientos presentados para cada uno de los periodos en los que se ha dividido dicho año.

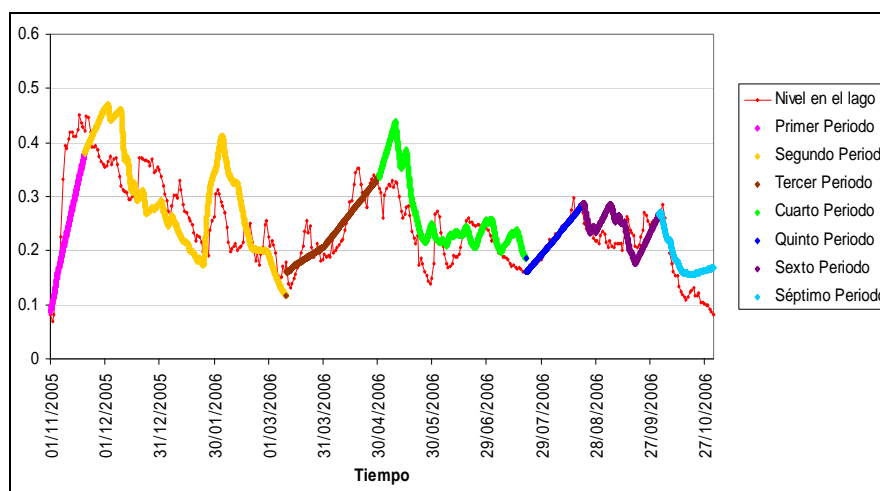


Figura IV.61. Evolución del nivel en el lago para el año 2005/06.

Por otro lado, es evidente que en zonas de poca profundidad, como en el caso de la Albufera, el viento tiene una influencia significativa en el movimiento inducido en la masa de agua. Para determinar las velocidades generadas por la acción del viento, se ha utilizado el modelo hidrodinámico cuasi-tridimensional "H2DZ", desarrollado también por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria.

La aplicación del modelo hidrodinámico H2D ha permitido obtener la velocidad inducida por las corrientes originadas por la onda de marea y los caudales de entrada al lago, para cada celda de la malla utilizada. En la figura IV.62 se representan los campos de velocidades obtenidas de dichas corrientes en el segundo período del año 2005/06 para una situación de viento en calma.

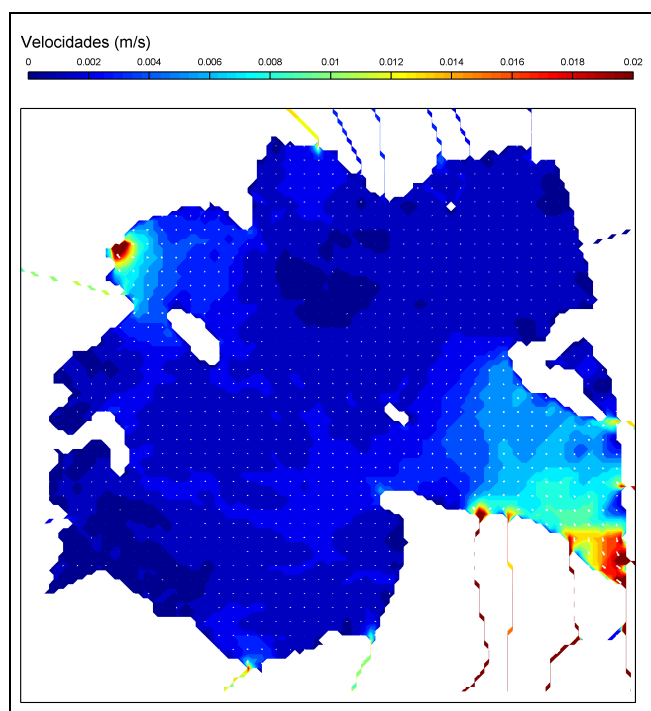


Figura IV.62. Velocidades medias calculadas para el segundo período del año 2005/06.

A partir del modelado matemático, se deduce que las entradas de caudal a través de las acequias originan velocidades que, en términos medios, son del orden de unos pocos milímetros por segundo, concentrándose las más altas en la mitad oriental de la Albufera, donde se recibe un mayor volumen de aportaciones, y en la salida de la acequia de Silla, zonas donde las velocidades pueden alcanzar valores máximos de unos 2 cm/s. Por otro lado, la proximidad de la gola de Pujol a la zona de mayores entradas hace que los flujos principales del sistema se localicen también en esa área.

Generalmente, se consideran dos zonas de diferente hidrodinamismo: una zona oriental con mayores velocidades y otra occidental más estancada. La zona oriental está sujeta a mayores aportaciones, sobre todo desde la zona sur del lago, y está caracterizada por unos flujos mayores que en la zona occidental, favorecidos por la proximidad de las golas.

Asimismo, el caudal de salida hacia el mar se encuentra influido por el nivel del lago en función de su diferencia con el nivel del mar exterior, de manera que se pueden producirse flujos hacia el interior del lago desde el mar si el nivel de éste es superior y las golas se encuentran abiertas. Razón

por la cual el manejo de las compuertas de las golas está fuertemente relacionado con el funcionamiento hidrodinámico del conjunto del lago. Del mismo modo, el nivel del lago incide en los flujos en las acequias, ya que cuando dicho nivel es bajo, el agua puede fluir desde las canalizaciones de las golas de Perelló y Perellonet hacia el interior del lago.

En cuanto a las velocidades generadas por el viento, en la figura IV.63 se representan los campos de velocidades medias generadas por un viento de aproximadamente 2 m/s de intensidad y dirección W.

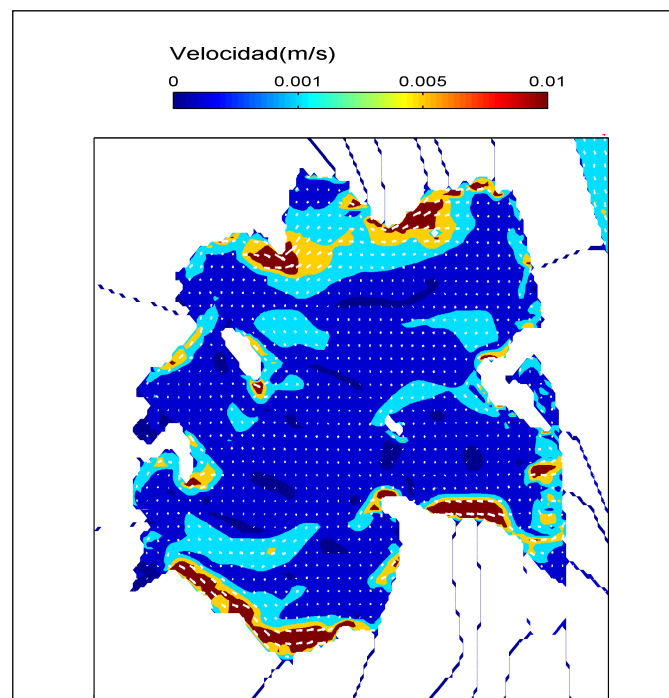


Figura IV.63. Velocidades medias calculadas para un viento del W de 2,03 m/s.

La acción del viento resulta ser capaz de generar velocidades del orden de algunos centímetros por segundo, induciendo la circulación general en todo el lago, mientras que la acción persistente de los vientos dominantes produce sobre-elevación del nivel del agua y oleaje en el lago e induce el movimiento general de la masa de agua, favoreciendo los procesos de mezcla. Por su parte, la hidrodinámica de la zona litoral revela que las velocidades generadas por el viento en el exterior resultan ser significativamente superiores a las inducidas por la marea astronómica y

meteorológica, siendo los valores medios, para vientos fuertes, superiores a 10 cm/s.

Respecto al modelado de las condiciones de renovación de las aguas del lago de la Albufera, se han utilizado los resultados hidrodinámicos descritos anteriormente, junto con las series de datos sobre flujos y concentraciones de sustancias obtenidos en las campañas de campo. Para llevar a cabo dicho modelado, se ha utilizado el tiempo de renovación que, como se ha dicho en el capítulo anterior, es un parámetro indicativo de la capacidad de autodepuración de las masas de agua. Otro parámetro utilizado para definir la capacidad de renovación de la masa de agua, es el del potencial de renovación, inverso al anterior, dado que cuanto mayor es dicho valor mayor es también la capacidad de renovación del ecosistema.

En la figura IV.64 se representa la evolución del potencial de renovación estimado para cada día durante el periodo comprendido entre el 1 de noviembre de 2005 y 31 de octubre de 2006. Los valores más elevados correspondientes a los meses de noviembre a enero se asocian con mayores aportes al sistema por retornos de riego y por precipitación. El menor potencial se detecta en el mes de julio debido a elevadas evaporaciones, escasa entrada de caudales de retorno y cierre total de las compuertas simultáneamente en todas las golas.

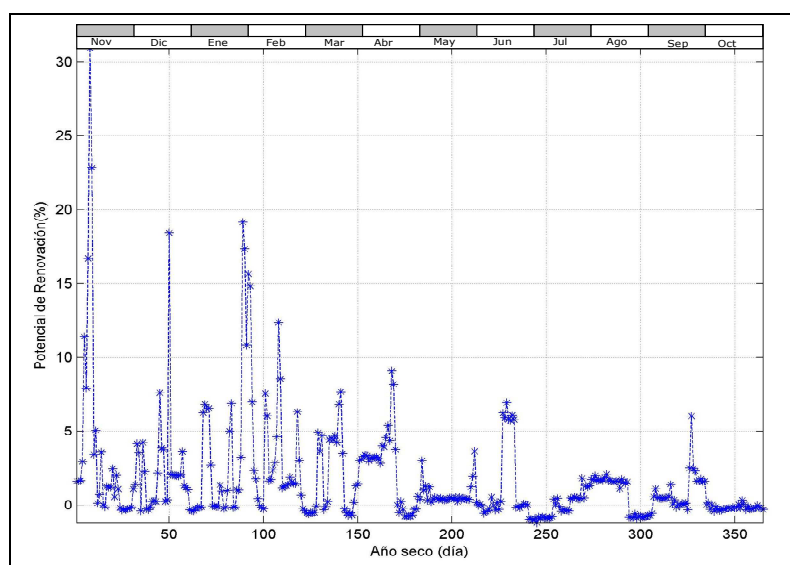


Figura IV.64. Potencial de renovación en la Albufera durante el periodo 2005/06.

En el periodo de noviembre a febrero se concentran los escenarios con mejores condiciones de renovación, siendo el mes de noviembre el que presenta las más favorables. Los meses más críticos en términos de condiciones de renovación del agua corresponden a los de mayo, junio, julio, agosto, septiembre y octubre. Este último es el que peores condiciones presenta, al coincidir el cierre total de las compuertas en todas las golgas con bajos niveles de precipitación, bajos o nulos retornos de riego y elevadas detracciones de caudal.

Bajo estas condiciones, durante el año 2005/06 se presentan caudales efluentes a través de las golgas equivalentes a un volumen del orden de 12,2 hm³, con lo que la masa de agua se renueva menos de una vez al año por efecto de la apertura de las golgas ya que la capacidad media del lago es de 17 hm³. Sin embargo, el volumen que se extrae anualmente con el fin de aprovechar el recurso para el riego es cerca de 3 veces su capacidad media. En síntesis, durante un año seco, el volumen de agua que se recircula en la Albufera es equivalente a cerca de 4 veces su capacidad media de almacenamiento (64,2 hm³). La renovación se produce por la salida por las golgas y, en mucha mayor medida, por la recirculación de las aguas del lago a través de los campos de cultivo. Esta última circulación contribuye a un enriquecimiento importante de los nutrientes en el lago, por lo que no debe considerarse propiamente como un proceso de renovación efectiva [EPSAR, 2009].

2.3.3. Modelo de eutrofización

Al igual que con Victoria, el análisis de calidad de aguas de la Albufera de Valencia se ha realizado mediante la aplicación del modelo de eutrofización propuesto en esta tesis EnvHydrEM. También, se han realizado los procesos de análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo así como su calibración y validación.

Hay que señalar que se han realizado una serie de estimaciones de los datos de entrada, en lo que se refiere a la concentración de zooplancton, detritus, bacterioplancton, hierro y manganeso, considerando los datos bibliográficos.

2.3.3.1. Calibración y validación del modelo

Del mismo modo que en el caso anterior, se ha procedido al análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo. Para ello, se ha partido de los valores iniciales de los parámetros que se muestran en la tabla IV.12, que han sido variados dentro de los rangos que figuran en las referencias bibliográficas.

Tabla IV.12. Valores adoptados de los parámetros para el estudio de la Albufera.

Parámetro	Valor adoptado	Parámetro	Valor adoptado	Parámetro	Valor adoptado
G_{max}^{**}	1,15	a_{pc}^*	0,011	k_{mBC}	0,3
θ_{Gp}	1,066	a_{pz}	0,01	k_{mBN}	0,01
K_e^{**}	5,0	K_{minP}	0,02	D_B	0,09
I_s	246,0	θ_{minP}	1,08	V_{sPB}	0,4
k_{mC}	0,006	k_{mPC}	1,0	V_{sdet}	0,8
k_{mN}	0,02	V_{spo}	0,3	K_{FeR}	0,03
k_{mP}	0,001	V_{spi}	18,0	θ_{FeR}	1,05
k_{mSi}	0,05	S_{pi}^{**}	20,0	k_{FeR}	0,5
k_{mFe}	$6,7 \cdot 10^{-5}$	a_{nc}	0,25	K_{FeO}	0,06
k_{mMn}	$7,6 \cdot 10^{-5}$	a_{nz}	0,1	θ_{FeO}	1,05
K_{pr}^{**}	0,13	K_{minN}	0,02	k_{FeO}	2,0
θ_{pr}	1,05	θ_{minN}	1,08	a_{FeC}	$9,27 \cdot 10^{-4}$
C_g^{**}	0,4	k_{mNC}	1,0	S_{Fe}	10
θ_z	1,05	V_{sno}	0,3	k_{OD-Fe}	0,04
D_b^*	0,01	K_{nitri}	0,1	k_{pH-Fe}	7,0
V_{sfito}^*	0,0	θ_{nitri}	1,08	V_{sFe}	8,64
$K_{r.min.det}$	0,1	k_{nit}	2,0	α_{Fe}	864,0
θ_{det}	1,05	S_{ni}	0,0	τ_{ref}	1,0
K_{Csed}	0,1	$K_{denitri}$	0,09	τ_{CFe}	0,04
θ_{sed}	1,05	$\theta_{denitri}$	1,045	K_{MnR}	0,03
K_{rF}	0,2	k_{NO3}	0,1	θ_{MnR}	1,05
θ_F	0,05	S_{no3}	0,0	k_{MnR}	0,5
K_{eF}	0,05	V_{sSi}	0,1	K_{MnO}	0,1
K_{zr}	0,02	a_{sc}	0,8	θ_{MnO}	1,05
θ_{zr}	1,05	a_{ex}	0,5	k_{MnO}	0,5
a_{cz}	0,4	k_{dis}	0,1	a_{MnC}	$2,75 \cdot 10^{-5}$
a_z	0,65	θ_{Ka}	1,024	S_{Mn}	10
a_{zp}	50,0	a_{oc}	2,65	k_{OD-Mn}	0,4
k_{mpg}	0,06	a_{FO}	2,67	k_{pH-Mn}	7,0
a_{cp}	30,0	DSO	50	V_{sMn}	8,64
K_D	0,2	θ_{DSO}	1,08	α_{Mn}	864,0
θ_D	1,05	K_{zp}	0,02	τ_{CMn}	0,04
k_{DBO}	0,5	V_{sD}	0,03	V_{sedi}	0,001
K_a	1,0	$G_{B,max}$	2,0		

* Parámetros influyentes sobre el modelo.

** Parámetros con mayor influencia sobre el modelo.

Después del análisis de más de 100 casos, los resultados obtenidos revelaron que ocho de los citados parámetros son los que tienen mayor influencia en los resultados del modelo. Estos son: la tasa máxima de crecimiento del fitoplancton (G_{max}), el coeficiente de extinción lumínica (K_e), la tasa de respiración endógena del fitoplancton (K_{pr}), la tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton (C_g), la tasa de mortalidad del fitoplancton debida al parasitismo (D_b), la velocidad de sedimentación del fitoplancton (V_{sfito}), el ratio fósforo carbono de fitoplancton (a_{pc}) y la tasa de liberación del fósforo inorgánico por los sedimentos (S_{pi}).

A su vez, cinco de estos parámetros han mostrado ser predominantes sobre el resto: la tasa máxima de crecimiento del fitoplancton (G_{max}), el coeficiente de extinción lumínica (K_e), la tasa de respiración endógena del fitoplancton (K_{pr}), la tasa de filtrado de las especies herbívoras de zooplancton (C_g) y la tasa de liberación del fósforo inorgánico por los sedimentos (S_{pi}).

A partir de este estudio de sensibilidad, el modelo EnvHydrEM fue calibrado utilizando los datos de las campañas de EPSAR correspondientes al año 2005/06, tomados en los puntos de control mostrados, anteriormente, en la figura IV.55. Para la calibración de dicho modelo se ha partido de los resultados hidrodinámicos anteriormente descritos junto con una serie de concentraciones de fitoplancton y nutrientes de entrada al sistema a través de las acequias. También se tuvieron en cuenta los flujos de fósforo soluble reactivo procedentes del sedimento, valores que han sido obtenidos a partir de los datos estimados en la campaña de campo mencionada anteriormente.

La calibración consistió en variar los valores de los cinco parámetros definidos como más sensibles, considerando dos valores de cada uno de ellos (tabla IV.13). Por combinación de dichos valores se obtienen un total de 32 casos de estudio.

Tabla IV.13. Parámetros y valores estudiados para la calibración del modelo en la Albufera.

Parámetro	Valores estudiados
G_{max} (día ⁻¹)	1,15 ; 2,4
K_e (m ⁻¹)	3,0 ; 5,0
K_{pr} (día ⁻¹)	0,13 ; 0,25
C_g (L.mg ⁻¹ C.día ⁻¹)	0,1 ; 0,2
S_{pi} (mg P.m ⁻² .día ⁻¹)	5,0 ; 20,0

El análisis de estos casos se realizó en el periodo de tiempo de un mes desde el 1 de marzo hasta el 1 de abril de 2006, coincidiendo con la época donde la concentración de clorofila-a aumenta más rápidamente y alcanza su valor máximo (de aproximadamente 245 µg/l). Dicho estudio ha revelado que la combinación de valores que mejor reproduce los datos reales de evolución de la concentración de clorofila-a corresponde al caso n°26: $G_{max} = 2,4$ día⁻¹; $K_e = 5$ m⁻¹; $K_{pr} = 0,13$ día⁻¹; $C_g = 0,1$ L.mg⁻¹ C.día⁻¹; $S_{pi} = 25,0$ mg P.m⁻².día⁻¹, tal y como se muestra en la figura IV.65.

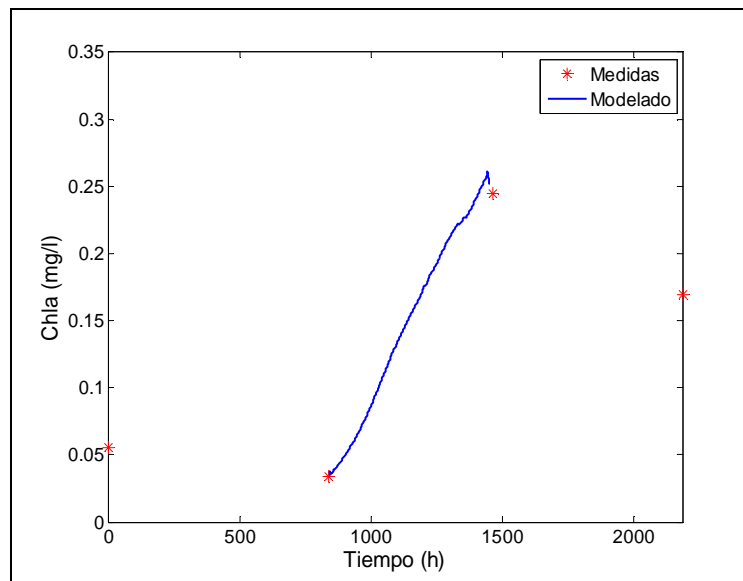


Figura IV.65. Evolución de la concentración de la clorofila-a en la Albufera del 1 de marzo al 1 de abril 2006.

En ella se observa que la curva de evolución de la concentración de clorofila-a obtenida por el modelo se ajusta con gran precisión a los dos puntos de medida correspondientes a los datos de campaña registrados el 1 de marzo y el 1 de abril de 2006, respectivamente. Asimismo, se aprecia que dicha concentración va aumentando, hasta alcanzar su máximo a

finales de marzo, donde las condiciones ambientales favorecen los procesos de eutrofización en el medio.

A continuación se procedió a la validación del modelo, para lo que se utilizaron los datos del periodo entre el 1 de abril y el 1 de mayo de 2006. En la figura IV.66, se representa la evolución de la concentración de clorofila-a en la laguna de la Albufera, a lo largo de dicho periodo de tiempo.

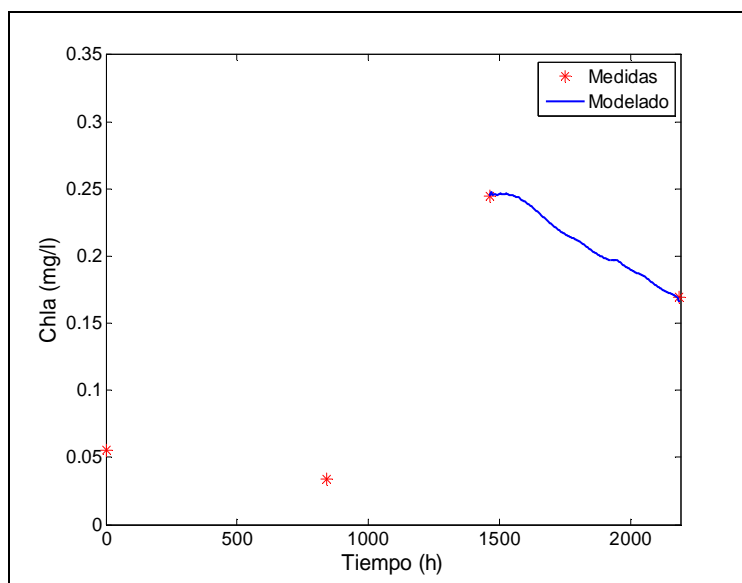


Figura IV.66. Evolución de la concentración de la clorofila-a en la Albufera del 1 de abril al 1 de mayo de 2006.

El conjunto de las dos curvas obtenidas por la calibración y la validación revela que la concentración de clorofila-a aumenta hasta llegar a su máximo de aproximadamente 255 $\mu\text{g}/\text{l}$, para que vuelva a bajar otra vez. Se puede deducir, entonces, que el modelo reproduce los datos reales de evolución de la concentración de clorofila-a entre el 1 de marzo y el 1 de mayo de 2006.

2.3.3.2. Resultados y discusión

De igual manera que en el caso anterior, se han obtenido resultados de distribución y evolución de las concentraciones de clorofila-a, nutrientes y otras sustancias en la Albufera de Valencia.

A diferencia de la marisma de Victoria, el exceso de nutrientes provocado, principalmente, por la aportación del regadío que rodea la Albufera, proporciona una fuente externa de nitrógeno y fósforo para la comunidad fitoplanctónica de la laguna, aumentando su actividad fotosintética. Además, las condiciones de pluviometría, temperatura e intensidad lumínica propias de esta zona mediterránea, favorecen fuertemente los procesos de enriquecimiento y eutrofización de las aguas. En consecuencia, el fitoplancton se encuentra en condiciones óptimas y adecuadas para su proliferación masiva y el consecuente consumo de gran parte de los nutrientes que llegan al medio.

En la figura IV.67 se muestra la evolución de la concentración de clorofila-a cada cinco días entre el 1 y el 15 de marzo de 2006, así como su distribución dentro del lago. En ella, se observa como la concentración de dicha variable va aumentando dentro del lago a lo largo de la primera quincena de marzo, un periodo que coincide con la época donde se completa el desagüe natural de los campos de arroz y de las acequias, aportando más nutrientes al medio acuático.

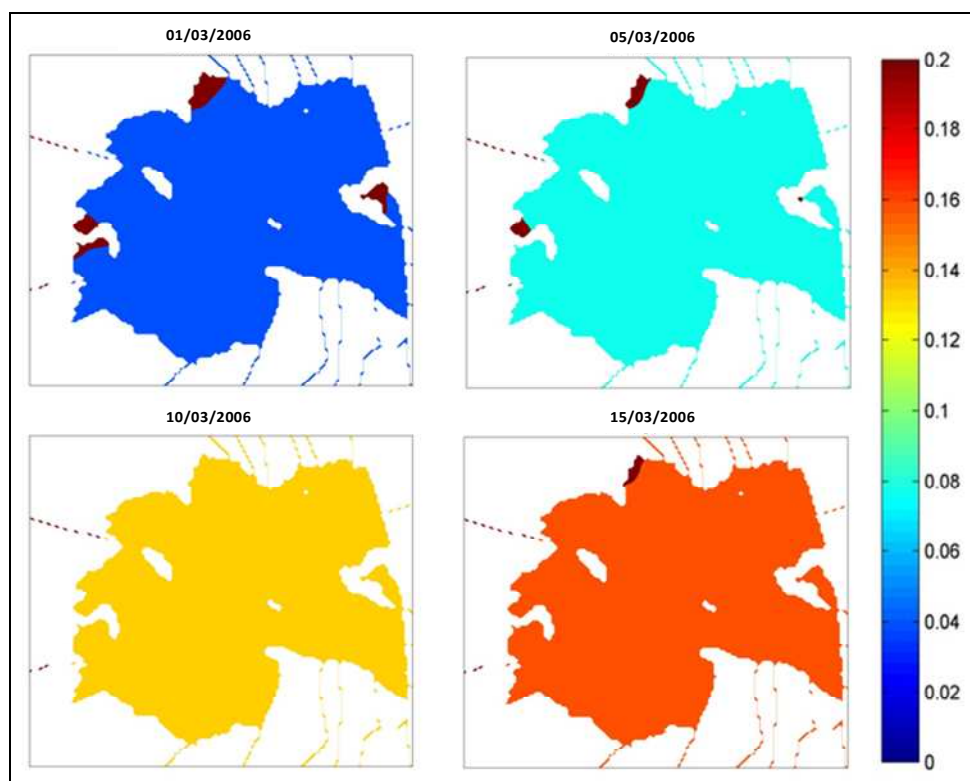


Figura IV.67. Evolución de la concentración de clorofila-a, en mg/l, en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006.

Por su parte, en la figura IV.68 se representa la evolución de la concentración de fósforo orgánico, entre el 1 y el 15 de marzo de 2006, así como su distribución dentro del lago. A partir de dicha figura se puede deducir que la concentración de esta sustancia también aumenta con el tiempo. Un comportamiento que se justifica, principalmente, por el aumento de la concentración de fitoplancton en el medio, conforme con la cinética de eutrofización donde se asume que por cada miligramo de carbono de fitoplancton producido se liberan a_{pc} miligramos de fósforo [Hipsey et al., 2006].

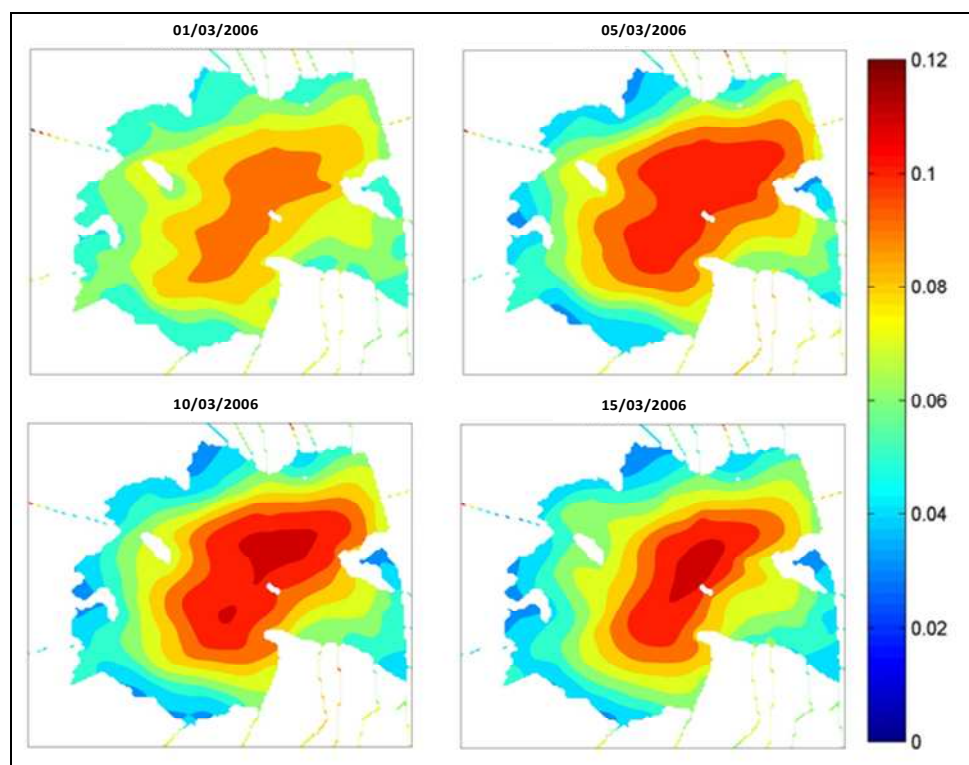


Figura IV.68. Evolución de la concentración de fósforo orgánico, en mg/l, en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006.

Hay que señalar que el crecimiento de la concentración de la clorofila-a en la laguna litoral va acompañado de diversos procesos bio-físicoquímicos que suelen caracterizar el fenómeno de eutrofización en este tipo de sistemas acuáticos. Entre estos procesos se pueden mencionar aquellos que conllevan el aumento de la concentración de algunas sustancias en el medio como, por ejemplo, la excreción del fitoplancton que aumenta la concentración de la materia orgánica en el sistema, o los procesos de oxidación de la DBOC, excreción del zooplancton o muerte del bacterioplancton, que generan más detritus en la columna de agua.

A modo de ejemplo, en las figuras IV.69 e IV.70 se representa la evolución de las concentraciones de la materia orgánica (DBOC) y del detritus entre el 1 y el 15 de marzo de 2006 así como su distribución dentro del lago. En ellas se muestra que, al igual que la concentración de clorofila-a, las concentraciones de la materia orgánica y del detritus también van aumentando con el tiempo.

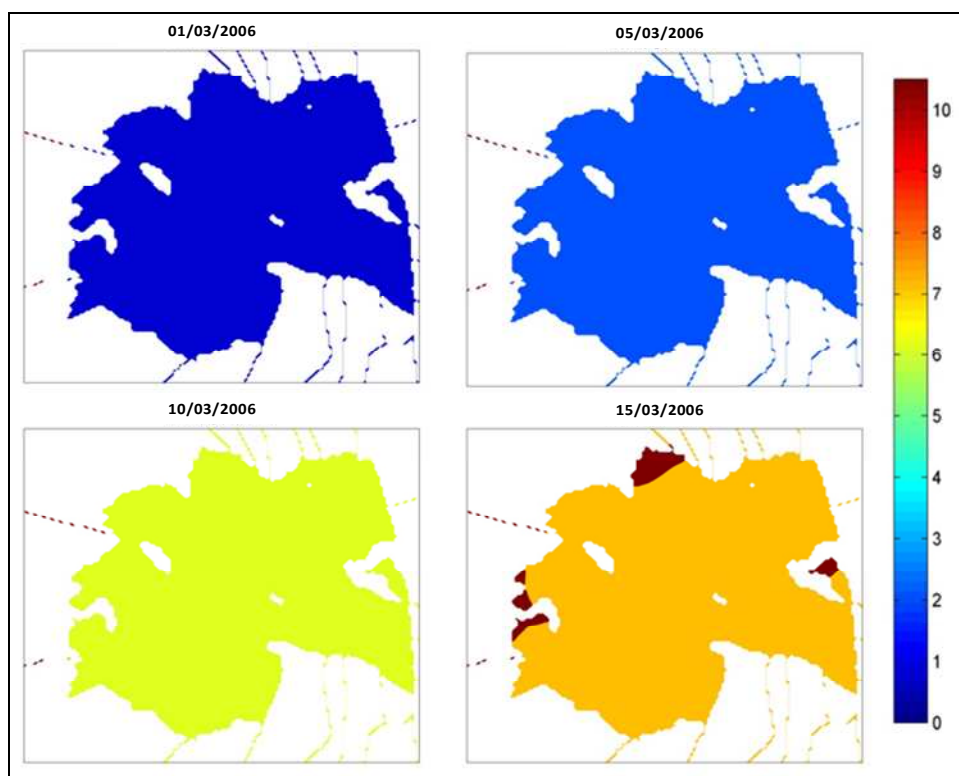


Figura IV.69. Evolución de la concentración de la DBOC, en mg/l, en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006.

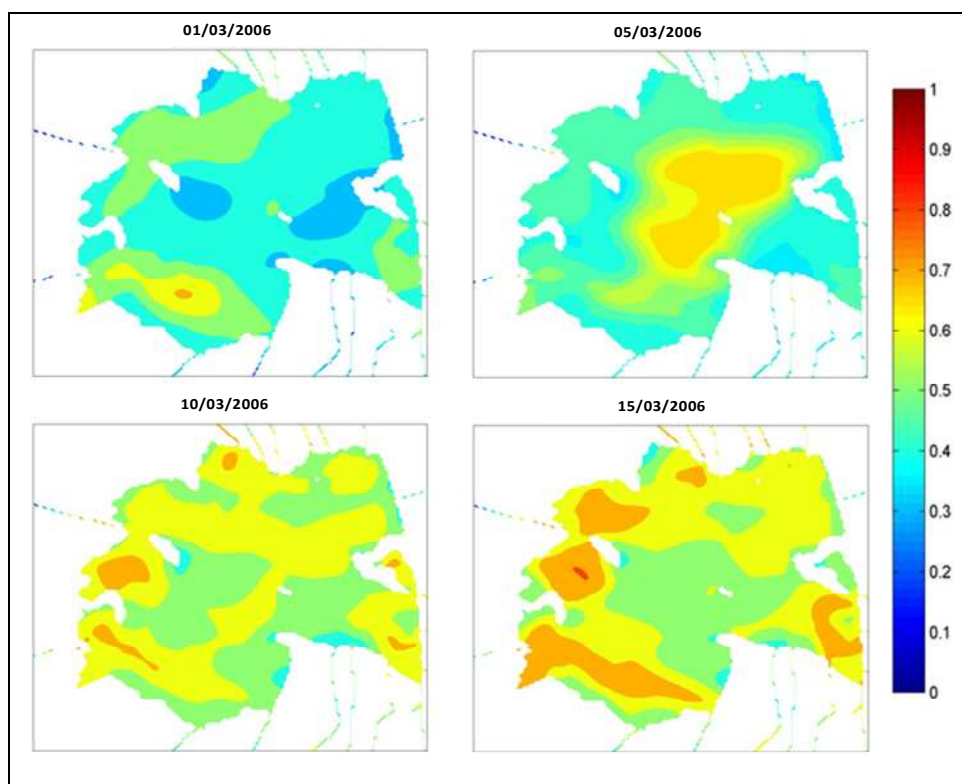


Figura IV.70. Evolución de la concentración de detritus, en mg/l, en la laguna de la Albufera entre el 1 y el 15 de marzo de 2006.

Por otra parte, el análisis de los resultados obtenidos en estudios anteriores, permite poner en relieve aquellos fenómenos y procesos que caracterizan este medio acuático, a la hora de intentar analizar el problemática de eutrofización de sus aguas. Entre estos estudios cabe señalar el realizado por *EPSAR* en el año 2009, en la que se realizaron diversas campañas de campo en el interior del lago y en las aportaciones de caudal al mismo. En la tabla IV.14 se representan los valores medios de las variables medidas en la campaña realizada en dicho estudio en 2009 (diagnóstico del lago), así como los correspondientes a los datos recogidos por *EPSAR* en campañas anteriores en relación con las aportaciones mencionadas (diagnóstico de los aportes).

Tabla IV.14. Diagnóstico de los aportes y del lago de la Albufera [*EPSAR*, 2009].

Indicador	diagnóstico de los aportes	diagnóstico del lago	
		Columna de agua	Sedimento
Fósforo total (mg l ⁻¹)	0,34	0,31	796,08
Fósforo soluble reactivo (mg l ⁻¹)	0,20	0,02	6,08
Fósforo particulado total (mg l ⁻¹)	0,14	0,29	790
Fósforo particulado orgánico (mg l ⁻¹)	-	0,22	305
Fósforo particulado inorgánico (mg l ⁻¹)	-	0,07	485
Nitrato (mg l ⁻¹)	10	0,86	0,01
Amonio (mg l ⁻¹)	1,20	0,06	11,85
Clorofila-a (µg/l ⁻¹)	-	330	1,50
Sólidos en suspensión (mg l ⁻¹)	33	76,50	-

El análisis de esta comparativa muestra que la concentración de nutrientes en el lago es inferior a la que llega con los aportes, por lo que se puede deducir que la calidad de las aguas del lago es mejor que la de los vertidos de la cuenca. Todo ello confirma el hecho de que el lago actúa como un sistema de depuración de las aguas vertidas ricas en nutrientes. No obstante, las concentraciones del fósforo siguen siendo muy altas, y esto sólo se puede explicar por el hecho de que haya una liberación de esta sustancia proveniente de los sedimentos.

Como nutriente, el fósforo llega al lago en forma de fósforo soluble reactivo, mientras que se encuentra como fósforo particulado en la columna de agua

formando parte de los organismos, es decir, como fósforo orgánico. Asimismo, cuando el fitoplancton sedimenta supone una entrada muy importante de fósforo al sedimento del fondo del lago ($\sim 800 \text{ mg l}^{-1}$), fósforo que queda retenido en su mayor parte gracias a las condiciones de oxidoreducción (potencial redox muy negativo) y de pH (7 - 7,2). El resto se disuelve y difunde de nuevo hacia la columna de agua. No obstante, a pesar del gran volumen de fósforo que difunde, la mayor parte queda retenida en el sedimento.

El fósforo se encuentra en un ambiente sin oxígeno dentro del sedimento, por lo que este último se considera como una fuente potencial de fósforo que se puede resuspender y volver al agua. La mitad del fósforo retenido es fácilmente metabolizable, es decir, cuando cambian las propiedades fisicoquímicas del sedimento, el fósforo que se encuentra inmovilizado se libera, pudiendo producirse una retroalimentación del sistema que provoque, incluso, una fertilización más eficaz que la derivada de los propios vertidos (aportaciones).

En este sentido, se ha detectado un flujo del fósforo desde el sedimento que puede alcanzar valores muy altos, de cerca de 50 mg por m^2 y por día. Dicho flujo supone un aporte anual desde el fondo del lago de unas 250 toneladas de fósforo soluble reactivo. Esta cantidad representa cerca de 3 veces la que entra al lago por retornos de riego, a través de las acequias, y un orden de magnitud más que la carga introducida por el saneamiento. Por lo que la existencia de este flujo se considera un factor decisivo en el control del estado trófico de la Albufera.

En cuanto al nitrógeno, su concentración en los aportes resulta ser asombrosamente alta (en especial en forma de nitratos), lo que indica que el lago actúa como un colector de aguas con lixiviados procedentes de la utilización agrícola del agua. Los datos ponen de manifiesto que el nitrógeno procede de sistemas con una depuración muy poco eficiente en la retirada de material particulado y de nitrógeno.

Por otra parte, el análisis de la información resultante de las campañas realizadas por *EPSAR*, entre agosto de 2006 y junio de 2009, ha puesto de manifiesto la existencia de una gran variabilidad en los datos de concentración de las diferentes sustancias. Asimismo, se detecta la ocurrencia de eventos ocasionales perturbadores, que dan lugar a fuertes gradientes de concentración de diversas sustancias, típicos de los registros ambientales en sistemas mediterráneos. En este sentido se ha deducido que algunas de las variables fisicoquímicas se agravan o mejoran en determinadas épocas del año debido al abonado excesivo de los campos del arroz, a los vertidos puntuales no controlados de algunas industrias, a la ineficiente depuración de las aguas residuales o a episodios de tormenta que propician el arrastre de todas estas sustancias al medio acuático.

Se ha observado, además, que las concentraciones de nitrato y fosfato suelen ser más bajas en el período estival y aumentan hacia finales del invierno, al contrario que el amonio. Ello podría justificarse por el hecho de que la mayor parte del abonado de arroz se hace en verano y la forma de nitrógeno utilizada en el abono es esta última.

Asimismo, a partir de la distribución espacial de los datos, se aprecia que el área más crítica en lo que se refiere a la calidad de las aportaciones, corresponde a la zona norte, a través de cuyas acequias se producen fuertes entradas de nutrientes, en especial de fosfatos.

Por otro lado, el análisis de las tendencias de las variables ambientales a lo largo de los tres años de muestreo apunta a una ligera mejoría de la calidad de los aportes, que se manifiesta por la disminución del fósforo total y fosfato. No obstante, las formas nitrogenadas (nitrato y amonio) no han experimentado este descenso, sino un ligero aumento reflejo del uso agrícola al que está sometida gran parte de la cuenca. Esta aparente mejora tiene un efecto positivo en la calidad del lago que viene observándose desde el inicio de la década de los 80 y que, a la vista de estos resultados, continúa actualmente. Dicha mejoría son el fruto de las actuaciones que se han ido llevando a cabo en la Albufera, actuaciones

que, no obstante, aún resultan insuficientes, entre otras cosas, por la falta de control de algunas fuentes de contaminación del sistema.

En cuanto a la relación nitrógeno/fósforo (N/P), se ha revelado que los dos sistemas están notablemente descompensados. El ratio N/P oscila alrededor de 14, pudiendo aceptarse valores dentro de una horquilla de 11 a 17. En los aportes analizados la relación es de 31 indicando un exceso de nitrógeno, mientras que en el lago esta relación es de 3, un valor claramente indicativo de que en el agua hay una fuerte retirada de nitrógeno y un exceso de fósforo.

Por otra parte, a partir del estudio hidrodinámico, se aprecia la existencia de dos zonas con diferente hidrodinamismo: una oriental con mayores velocidades y otra occidental más estancada. Asimismo, se deduce que las entradas de caudal a través de las acequias originan velocidades que, en términos medios, son del orden de unos pocos milímetros por segundo, con valores puntuales máximos que pueden alcanzar algunos cm/s. Se observa también que la relación entre el nivel del lago y el exterior influye en el caudal de salida hacia el mar, pudiendo llegar a producirse flujos hacia el interior cuando las golas se encuentran abiertas. Del mismo modo, cuando el nivel interior es bajo, el agua puede fluir desde las canalizaciones de las golas de Perelló y Perellonet hacia el interior del lago. Por último, se concluye que la acción del viento es capaz de generar velocidades del orden de algunos centímetros por segundo, que inducen el movimiento general de la masa de agua y favorecen los procesos de mezcla.

En síntesis, tal y como se mencionado anteriormente, la concentración máxima de clorofila-a obtenida en la laguna litoral de la Albufera, durante el año hidrológico 2005/06, es de 245 $\mu\text{g}/\text{l}$ aproximadamente, siendo el valor medio anual de dicha concentración es de alrededor de 115 $\mu\text{g}/\text{l}$. Esto permite deducir que la laguna de la Albufera es una laguna hipereutrónica [OCDE, 1982]. Es importante recordar que es una laguna que se encuentra sometida a una presión antrópica muy importante, y que se refleja sobre todo en los aportes de los nutrientes que suelen llegar al

lago desde los campos de arroz que lo rodean. Esto sin olvidar, por supuesto, la gran problemática de gestión del sistema de apertura y cierre de las golas que separan dicha laguna dulceacuícola del mar, y que influye básicamente sobre la renovación de las aguas del lago.

CAPÍTULO V. RESUMEN Y
CONCLUSIONES

La eutrofización de los medios acuáticos, en general, y de las lagunas litorales en particular, constituye uno de los problemas ambientales que ha despertado mayor interés en la comunidad científica en los últimos tiempos.

Los altos niveles de concentración de nutrientes como el fósforo y el nitrógeno en las aguas superficiales y subterráneas, ha dado lugar a la proliferación de procesos de eutrofización cultural en muchos medios acuáticos a nivel global.

En condiciones favorables de temperatura e intensidad lumínica, la excesiva aportación de estos nutrientes puede llegar a producir niveles de oxígeno y de turbidez en las aguas que impidan el desarrollo normal de los ecosistemas acuáticos, momento en el cual la eutrofización pasa de ser un proceso natural, a convertirse en un fenómeno de contaminación que puede afectar gravemente a la calidad de las aguas y a la biodiversidad.

El estado trófico de un sistema acuático, que suele expresarse en términos de la relación entre nutrientes disponibles y concentración de fitoplancton, depende, principalmente, de los vertidos de estas sustancias al medio, pero también de otros factores como el clima de la zona, la hidrología de la cuenca y la propia hidrodinámica del medio.

Las lagunas litorales suelen recibir elevadas aportaciones de materia orgánica y nutrientes, lo que las convierte de manera natural en zonas de alta productividad biológica. Suelen ser, por tanto, espacios favorables para el desarrollo de grandes poblaciones de aves, mamíferos y peces y, en consecuencia, lugares de especial importancia ecológica y socioeconómica.

El fenómeno de la eutrofización en lagunas litorales puede tener un origen natural, especialmente en medios de baja renovación hidrodinámica, pero suele estar muy condicionado por la acción del hombre: el uso masivo de fertilizantes en la agricultura, la utilización creciente de los recursos

hídricos para el riego o el vertido de aguas residuales, constituyen acciones capaces, por sí solas, de desencadenar este tipo de procesos.

Todo ello conduce a que el análisis del fenómeno de eutrofización en estos ambientes sea, sin duda, algo absolutamente necesario.

Para lograr tal objetivo, resulta imprescindible el desarrollo de herramientas de predicción que tengan en cuenta las características físicas, químicas y biológicas de las lagunas y sean capaces de considerar, de una manera integral, los procesos e interacciones que condicionan la eutrofización, adaptándose a las escalas espaciales y temporales en las que estos se desarrollan en este tipo de medios acuáticos.

Del análisis del estado de conocimiento llevado a cabo, se han podido extraer las siguientes conclusiones:

- Los modelos matemáticos disponibles en el estado actual del conocimiento han sido desarrollados con el fin de ser aplicados a masas de agua de diferente naturaleza. Así, existen modelos unidimensionales adaptados a los procesos de eutrofización en ríos, frente a otros, más complejos, orientados al estudio de estuarios, zonas litorales y embalses.
- Todos ellos constituyen herramientas útiles para el estudio de la eutrofización en su ámbito de aplicación pero, en el caso de las lagunas litorales, presentan carencias. Dichas carencias se refieren en concreto a la simplificación de algunos procesos especialmente importantes en este tipo de medios, y a la correcta definición de la hidrodinámica lagunar.
- Entre los procesos que carecen de una descripción matemática adecuada en este tipo de herramientas, cabe señalar la contribución del zooplancton en el consumo del oxígeno disuelto; la aportación de nutrientes desde los sedimentos y el detritus; o la influencia en el proceso de eutrofización de sustancias como el silicio, el hierro o el manganeso, entre otros.

- La hidrodinámica de las lagunas está condicionada por las aportaciones que éstas reciben, pero también por su interacción con el mar, aspecto normalmente difícil de modelar.
- En general, la naturaleza de estas masas de agua las convierten en medios de baja renovación hidrodinámica, lo que da lugar a que los ciclos de las diferentes sustancias (en especial los nutrientes) puedan desarrollarse en mayor medida que en otros medios con menor tiempo de residencia hidráulica.
- Existen pocos ejemplos de aplicación de modelos matemáticos complejos al estudio de la eutrofización en lagunas litorales.

Por todo ello, tal y como ha venido indicándose anteriormente, el objetivo principal de este trabajo ha sido el desarrollo de un modelo matemático de eutrofización específico para ser aplicado en lagunas litorales.

Dicho modelo, denominado *EnvHydrEM*, además de constituir un compendio de todos los procesos que se consideran en diferentes modelos existentes, es capaz de reflejar una serie de reacciones propias de este tipo de medios y cuya consideración en el resto de los modelos es muy escasa o nula.

Entre los signos diferenciales que introduce este modelo, que le hace particularmente útil para analizar la eutrofización de los cuerpos de agua objeto de la tesis, cabe señalar los siguientes:

- El análisis del balance del carbono inorgánico total en el medio, teniendo en cuenta los procesos de respiración y excreción del zooplancton y de los peces.
- La liberación de fósforo y nitrógeno orgánicos en el medio por remineralización del detritus.
- El aumento de la concentración de amonio en la columna de agua por excreción del zooplancton.
- La sedimentación del silicio biogénico particulado.

- La liberación del silicio disuelto por parte de los sedimentos.
- La disminución del oxígeno disuelto en el medio debido a la respiración del zooplancton y de los peces.
- La generación de la materia orgánica carbonosa por excreción del fitoplancton.
- La mortalidad del zooplancton por depredación.
- El consumo por parte del bacterioplancton de la materia orgánica carbonosa, del nitrógeno orgánico y del amonio.
- La liberación de detritus en la columna de agua debido a la mortalidad bacteriana.
- El consumo del hierro y del manganeso por parte del fitoplancton para su crecimiento.

Con el fin de validar el modelo propuesto en ámbitos geográficos distintos, *EnvHydrEM* ha sido aplicado a dos lagunas litorales. La primera corresponde a la denominada Marisma de Victoria, situada en la vertiente atlántica de Cantabria y sometida a escasas presiones antrópicas. Por otro lado, se ha considerado el estudio de una laguna mediterránea, la Albufera de Valencia, de características biogeográficas y presiones completamente diferentes.

El proceso de calibración y validación del modelo en estas zonas, precedido por un análisis de sensibilidad, ha permitido establecer aquellos valores de los parámetros que mejor se ajustan a los datos disponibles en cada laguna. Cabe mencionar que, en los dos casos de aplicación, se han llevado a cabo los correspondientes estudios del comportamiento hidrológico e hidrodinámico, previamente al estudio de eutrofización.

Al objeto de señalar la disparidad de ambientes analizados, indicadores, por otro lado, de las posibilidades de aplicación del modelo, a continuación se describen brevemente los escenarios utilizados para la calibración del mismo:

- La marisma de Victoria es una laguna litoral que está situada en el norte de España, ocupa una superficie de 61 ha y tiene una profundidad media de, aproximadamente, 3 m llegando a los 5 m en algunos puntos. La zona biogeográfica en donde se ubica se caracteriza por sus altas precipitaciones, bajas temperaturas relativas y baja radiación solar. Asimismo, la laguna está sometida a pocas presiones antrópicas, mientras que la renovación de sus aguas, aún siendo baja, resulta ser mucho mayor que la observada en la Albufera. Ello es debido a las aportaciones de aguas de lluvia y a la conexión periódica de la laguna con el mar, que desencadena un proceso de rápida renovación.
- La Albufera de Valencia es una laguna somera, de alrededor de 1 m de profundidad media, que se encuentra situada en el parque natural del mismo nombre, donde ocupa una superficie de unas 2.500 ha. Dado su carácter mediterráneo, su cuenca hidrológica se caracteriza por sus escasas precipitaciones, sus altas temperaturas y su alta radiación solar, en comparación con las que se suelen registrar en el norte de la Península. Es importante mencionar que la Albufera constituye una laguna sometida a fuertes presiones antrópicas, que resultan, principalmente, en grandes aportes de nutrientes provenientes de la agricultura del arroz y de los vertidos urbanos. En este caso la influencia de la actividad humana influye, incluso, en la propia renovación del lago, que se regula a través de un sistema de compuertas (golas) que se ajusta a las necesidades de los usos agrícolas de la laguna.

De la aplicación del modelo *EnvHydrEM* en estos dos ámbitos tan dispares, se han podido extraer las siguientes conclusiones:

- A medida que aumenta la concentración de clorofila-a en el medio, aumenta también la concentración del zooplancton, debido a que este último consume el fitoplancton para su crecimiento, a través del conocido como proceso de herbivorismo.

- La concentración de los nutrientes, tales como el nitrato y el fosfato, baja debido a su consumo por parte del fitoplancton, que los utiliza para su crecimiento.
- Del mismo modo que la clorofila-a, las concentraciones del fósforo orgánico y del nitrógeno orgánico también aumentan con el tiempo. Esto se explica por la cinética de eutrofización, donde se asume que por cada miligramo de carbono de fitoplancton producido, se liberan a_{pc} miligramos de fósforo. Asimismo se detecta la influencia de otros procesos como, por ejemplo, la excreción del zooplancton o la remineralización del detritus que suelen generar fósforo y nitrógeno orgánicos en la columna de agua.
- El crecimiento del fitoplancton va acompañado de diversos procesos bioquímicos como el de la excreción del mismo, que conlleva al aumento de la concentración de la materia orgánica en el sistema, o el de oxidación de la DBOC, excreción del zooplancton o muerte del bacterioplancton que generan más detritus en la columna de agua.

En el caso concreto del estudio de las algas de Victoria, en donde la presencia de las diatomeas es especialmente crítica, se han podido establecer las siguientes conclusiones:

- El silicio constituye un factor crítico a la hora de analizar el fenómeno de eutrofización en dicho medio acuático.
- Sin embargo, el factor limitante al crecimiento del fitoplancton es, al igual que en otros ambientes, el fósforo, asumiendo que el silicio es un factor co-limitante.
- La asimilación de hierro por parte del fitoplancton constituye otro factor de importancia para explicar los niveles de eutrofia de la laguna.
- La laguna de Victoria es una laguna mesotrófica, en donde la concentración de la clorofila-a llega a alcanzar un máximo de 13,5 $\mu\text{g}/\text{l}$.

Por su parte, en el caso concreto de la Albufera de Valencia, las conclusiones más relevantes del estudio realizado son las siguientes:

- La liberación del fósforo por los sedimentos se ha revelado como el factor más crítico durante el estudio del estado trófico de la laguna. En este sentido, se ha detectado un flujo del fósforo desde el sedimento que puede alcanzar valores muy altos (~ 50 mg /m² día). Ello supone un aporte anual del fósforo desde el fondo que representa cerca de tres veces lo que entra al lago por retornos de riego, o un orden de magnitud más que la carga introducida por el saneamiento. Sin esta realimentación del sistema desde el fondo no se pueden explicar los niveles de hipereutrofia que se registran en la laguna.
- La concentración de las formas nitrogenadas (nitrógeno y, en espacial, nitrato) dentro de los aportes que llegan a la Albufera es muy alta, mostrando que el lago actúa como un colector de “lixiviados” procedentes de la utilización agrícola de agua.
- La distribución espacial de los datos muestra que el área más crítica, desde el punto de vista de la calidad de las aportaciones, corresponde a la zona norte, a través de cuyas acequias se producen fuertes entradas de nutrientes (especialmente fosfatos).
- El análisis de las tendencias de las variables ambientales ha revelado una ligera mejoría en la calidad de los aportes en los últimos años, reflejada en la disminución del fósforo total y del fosfato. Por el contrario, las concentraciones de nitrato y amonio han aumentado, poniendo de manifiesto la influencia del uso agrícola al que está sometida gran parte de la cuenca.
- La laguna de la Albufera es una laguna fuertemente hipereutrónica, en donde la concentración de la clorofila-a llega a alcanzar un máximo de 245 µg/l.

En síntesis, y como conclusiones generales de la aplicación del modelo a las lagunas citadas, se señala lo siguiente:

- El modelo de eutrofización elaborado en esta tesis es capaz de reproducir las tendencias de la concentración de clorofila-a en ambos medios acuáticos.
- Los procesos más críticos, a la hora de analizar la eutrofización, son marcadamente diferentes entre las dos lagunas: En Victoria, donde la eutrofización tiene un aspecto más natural, el silicio es el factor más relevante, debido a la presencia de las diatomeas, mientras que en la Albufera de Valencia la liberación del fósforo por los sedimentos del fondo constituye el factor más decisivo en la situación trófica del medio.

Tras el desarrollo del modelo *EnvHydrEM*, se ha puesto de manifiesto la necesidad de desarrollar, de forma más precisa, algunos de los procesos que en él se contemplan. En este sentido, se proponen las siguientes líneas de trabajo conducentes a la mejora, en el futuro, de esta herramienta:

- La descripción más detallada de los procesos e intercambios que tienen lugar entre el sedimento y la columna de agua.
- La consideración de la naturaleza diferenciada de los distintos grupos funcionales que constituyen el fitoplancton, en cuanto a su capacidad de absorción de la luz solar.
- La diferenciación del tamaño de las partículas de fitoplancton, el zooplancton o el detritus, a la hora de considerar los procesos e interacciones que se producen entre ellos.

En este sentido se plantea incorporar nuevas ecuaciones matemáticas en el modelo *EnvHydrEM* a tal efecto.

CAPÍTULO VI. REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS

Referencias bibliográficas

A

Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A., O'Connell P.E., Rasmussen J., “An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE" 1: History and philosophy of a physically based distributed modelling system”, *Journal of Hydrology*, 87, 45-59 (**1986a**).

Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A., O'Connell P.E., Rasmussen J., “An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE" 2: Structure of a physically based distributed modelling system”, *Journal of Hydrology*, 87, 61-77 (**1986b**).

Allier D., “Essai de coagulation / floculation sur la Baie de Missisquoi et le lac Saint-Augustin”, Rapport Technique, Département de Génie Civil, Université Laval, Québec, 25 (**2004**).

Alongi D.M., “Coastal Ecosystem Processes”, CRC Press, Boca raton, Florida, USA, 419 (**1998**).

Álvarez C., “Hövsan submarine outfall complementary studies”, Report Study, Environmental Hydraulics Institute of Cantabria (IHC) commissioned by the World Bank (**2010**).

Ambrose R.B., Wool T.A., Connolly J.P., Schanz R.W., “WASP4, A hydrodynamic and water quality model: model theory”, User's Manual and Programmer's Guide, EPA/600/3-87/039 (**1988**).

Ambrose R.B., “Modeling Volatile Organics in the Delaware Estuary”, American Society of Civil Engineers, *Journal of Environmental Engineering*, V. 113, No. 4, 703-721 (**1987**).

Anderson T.R. y le B. Williams P. J., “Modeling the Seasonal Cycle of Dissolved Organic Carbon at Station E1 in the English Channel”, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 93-109 (**1998**).

Andersen O.B., “Global ocean tides from ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry”, *Journal of Geophysical Research*, 100 (C12), 25249-25259 (**1995**).

Andreu J., Capilla J., Sanchís E., “AQUATOOL, a generalized decision-support system for water-resources planning and operational management”, *Journal of Hydrology*, Volume 177, Issues 3-4, 1, 269-291, April (**1996**).

Archer D.E. y Johnson K., “A model of the iron cycle in the ocean”, *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (1), 269-279 (**2000**).

Arhonditsis G.B., Brett M.T., “Eutrophication model for Lake Washington (USA) Part I. Model description and sensitivity analysis”, *Ecological Modelling*, 187, 140-178 (**2005**).

Arnold J.G. y Fohrer N., “Current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling”, *Hydrological Processes*, 19, 563-572 (**2005**).

Arnold J.G., Srinivasan R., Muttiah R., Williams J., “Large area hydrologic modelling and assessment part I: model development”, *Journal of the American Water Resources Association*, 34, 1, 73-89 (**1998**).

Asaeda T., Trung V. K., Manatunge J., Van Bon T., “Modeling macrophyte-nutrient-phytoplankton interactions in shallow eutrophic lakes and the evaluation of environmental impacts”, *Ecological Engineering*, 16, 341-357 (**2001**).

Aubriot L., Conde D., Bonilla S., Hein V., Britos A., “Vulnerabilidad de una laguna costera en una Reserva de Biosfera: indicios recientes de

eutrofización”, Vila I. y Pizarro J. (eds.), Taller Internacional de Eutrofización de Lagos y Embalses, CYTED XVIIB, Patagonia Impresores Chile, 65-85 (2005).

Aumont O., “PISCES biogeochemical model”, (2004).

Aumont O., Maier-Reimer E., Blain S., Monfray P., “An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitation”, *Global Biogeochemical Cycles*, 17 (2), 1060 (2003).

AWWA (American Water Work Association), “Standard methods for the examination of water and wastewater”, 77th edition, American Public Health Association (1989).

B

Balls P.W., “Nutrient inputs to estuaries from nine Scottish east coast rivers. Influence of estuarine processes on inputs to the North Sea”, *Estuarine Coastal and Shelf Science* 39 (4), 329-352 (1994).

Banks R.B. y Herrera F.F., “Effect of wind and rain on surface reaeration”, *Am. Soc. Civ. Eng., J. Environ. Eng. Div.*, 103 (EE3), 489-504 (1977).

Barnwell T.O., Bowie G.L., Mills W.B., Porcella D.B., Campbell C.L., Pagenkopf J.R., Rupp G.L., Johnson K.M., Chan P.W.H., Gherini S.A., “Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modeling”, 2nd Edition, EPA/600/3-85/040 (1985).

Barroin G., "Phosphore, azote et prolifération des végétaux aquatiques", Assises internationales envirobio. 13-14/11/2000, Gestion des risques, Santé et environnement : le cas des nitrates, Paris, Le Courrier de l'environnement de l'INRA, 13-26 (2003).

Beck N.G., Fisher A.T., Bruland K.W., “Modeling water, heat, and oxygen budgets in a tidally dominated estuarine pond”, *Marine Ecology Progress Series*, 217, 43-58 (**2001**).

Benito Gutiérrez M., “Estudio hidrodinámico de la marisma Victoria en Noja, Cantabria”, Universidad de Cantabria (**2005**).

Berger C.J., “Water Quality Modeling of the Tualatin River”, Technical Report EWR-001-94, Portland State University (**1994**).

Beven K.J., “How far can we go in distributed hydrological modelling”, *Hydrology y Earth System Sciences*, 5, 1, 1-12 (**2001**).

Bissett W.P., Walsh J.J., Dieterle D.A., Carder K.L., “Carbon cycling in the upper waters of the Sargasso Sea: I. Numerical simulation of differential carbon and nitrogen fluxes”, *Deep-Sea Research I*, 46, 205-269 (**1999a**).

Bissett W.P., Carder K.L., Walsh J.J., Dieterle D.A., “Carbon cycling in the upper waters of the Sargasso Sea: II. Numerical simulation of apparent and inherent optical properties”, *Deep-Sea Res.*, 46, 271-317 (**1999b**).

Bissett W.P., Meyers M.B., Walsh J.J., Muller-Karger F.E., “The effects of temporal variability of mixed layer depth on primary productivity around Bermuda”, *Journal of Geophysical Research*, 99(C4), 7539-7553 (**1994**).

Bormans M., “Comprendre et contrôler l'eutrophisation en rivières et retenues”, Université de Rennes 1 - UMR Géosciences (**2005**).

Bottino F., Ferraz I.C., Menciondo E.M., Calijuri M.C., “Calibration of QUAL2K model in Brazilian micro watershed: effects of the land use on water quality”, *Acta Limnologica Brasiliensia*, vol. 22, no. 4, 474-485 (**2010**).

Boyd P.W., Jickells T., Law C.S., Blain S., Boyle E.A., Buesseler K.O., Coale K.H., Cullen J.J., De Baar H.J.W., Follows M., Harvey M., Lancelot C., Lévassieur M., Owens N.P.J., Pollard R., Rivkin R.B., Sarmiento J., Schoemann V., Smetacek V., Takeda S., Tsuda A., Turner S., Watson A.J., “Mesoscale iron enrichment experiments 1993–2005: Synthesis and future directions”, *Science*, 315, 612-617 (**2007**).

Brown L.C. y Barnwell T.O., “The Enhanced Stream Water Quality Models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS”, EPA/600/3-87-007, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 189 (**1987**).

Bruce L.C. y Imberger J., “The role of zooplankton in the ecological sucesión of plankton and benthic algae across a salinity gradient in the Shark Bay solar salt ponds”, *Hydrobiologia*, 626, 111-128 (**2009**).

Bruce L.C., Hamilton D., Imberger J., Gal G., Gophend M., Zohary T., Hambricht K.D., “A numerical simulation of the role of zooplankton in C, N and P cycling in Lake Kinneret, Israel”, *Ecological Modelling*, 193, 412-436 (**2006**).

Budgell W.P., “Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region”, *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007/s10236-005-0008-3 (**2005**).

Builtenhuis E.T. y Geider R.J., “A model of phytoplankton acclimation to iron–light colimitation”, *Limnol. Oceanogr.*, 55, 2, 714-724 (**2010**).

Burdige D.J., “The Biogeochemistry of Manganese and Iron Reduction in Marine-Sediments”, *Earth-Science Reviews*, 35, 249-284 (**1993**).

Butcher J.C., “Numerical Methods for Ordinary Differential Equations”, New York: John Wiley y Sons, ISBN 978-0-471-96758-3 (**2003**).

C

Callies U. y Scharfe M., “Local Analysis of Parameter Covariances Resulting from the Calibration of an Overparameterized Water Quality Model”, Sensitivity Analysis of Model Output, Kenneth M. Hanson and François M. Hemez, eds., Los Alamos National Laboratory (2005).

Cancino L. y Neves R., “Hydrodynamic and sediment suspension modelling in estuarine systems. Part II: Application to the Western Scheldt and Gironde estuaries”, Journal of Marine Systems 22, 117-131 (1999).

Canu D.M., Solidoro C., Umgiesser G., “Modeling the responses of the Lagoon of Venice ecosystem to variations in physical forcings”, Ecological Modeling, 170, 265-289 (2003).

Carleton J.N., Park R.A., Clough J.S., “Ecosystem Modeling Applied to Nutrient Criteria Development in Rivers”, Environmental Management, 44, 485-492 (2009).

Carlson R.E. y Simpson J., “A coordinator’s Guide to Volunteer Lake Monitoring Methods”, North American Lake Management Society, Madison, Wisconsin (1996).

Carpenter S. Chair, Caraco N.F., Correll D.L., Howarth R.W., Sharpley A.N., Smith V.H., “Nonpoint Pollution of Surface Waters with Phosphorus and Nitrogen”, Ecological Society of América, Número 3 (1998).

Castanedo Bárcena S., “Desarrollo de un modelo hidrodinámico tridimensional para el estudio de la propagación de ondas largas en estuarios y zonas someras”, Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria (2000).

Cerco C.F., Tillman D., Hagy J.D., “Coupling and comparing a spatially- and temporally-detailed eutrophication model with an ecosystem network

model: An initial application to Chesapeake Bay”, *Environmental Modeling and Software* 25 (4), 562-572 (**2010**).

Cerco C.F. y Noel M.R., “Incremental improvements in Chesapeake Bay environmental model package”, *Journal of Environmental Engineering* 131, 5:745-754 (**2005**).

Cerco C.F. y Cole T., “User's Guide to the CE-QUAL-ICM: Three-Dimensional Eutrophication Model”, Technical Report EL-95e1 5, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS (**1995**).

Cerco C.F. y Cole T., “Three-Dimensional Eutrophication Model of Chesapeake Bay”, Technical Report EL-94-4, US Army Corps of Engineers Water Experiment Station, Vicksburg, MS (**1994**).

Cerco C.F., Bunch B., Cialone M.A., Wang H., “Hydrodynamics and Eutrophication Model Study of Indian River and Rehoboth Bay, Delaware”, U.S. Army Corps of Engineers NTIS CRAyI, Technical Report EL-94-5, May (**1994**).

Cerco C.F., “Sediment nutrient fluxes in a tidal freshwater embayment”, *Water Resources Bulletin*, 24, 2, 255-260 (**1988**).

Chan T.U., Hamilton D.P., Robson B.J., Hodges B.R., Dallimore C., “Impacts of hydrological changes on phytoplankton succession in the Swan River, Western Australia”, *Estuaries*, 25, 1406-1415 (**2002**).

Chao X., Jia Y., Shields Jr. F.D., Wang S.S.Y, Cooper C.M., “Three-dimensional numerical simulation of water quality and sediment-associated processes with application to a Mississippi Delta lake”, *Journal of Environmental Management*, 91, 1456-1466 (**2010**).

Chapra S.C. y Pelletier G.J., “QUAL2K: A Modeling Framework for Simulating River and Stream Water Quality”, Version 2.04: Documentation

and Users Manual, Civil and Environmental Engineering Dept., Tufts University, Medford, MA. **(2003)**.

Chapra S.C., "Surface water quality modeling", McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental, Engineering, McGraw-Hill, New York **(1997)**.

Chapra S.C. y Canale R.P., "Long term phenomenological model of phosphorus and oxygen for stratified lakes", *Wat. Res.*, 25, 6, 707-715 **(1991)**.

Chau K.W. y Jin H., "Eutrophication model for a coastal bay in hong kong", *Journal of Environmental Engineering*, 628-638 **(1998)**.

Chen C.Y. y Durbin E.G., "Effects of pH on the growth and carbon uptake of marine phytoplankton", *Marine Ecology Progress Series*, 109, 83-94 **(1994)**.

CHJM, Confederación Hidrográfica del Júcar - Ministerio de Medio Ambiente, "Conducción Júcar-Vinalopó", Junio **(2009)**.

Choi K.W., Lee J.H.W., Cheung Y.K., "A numerical study of tidal flushing in a typhoon shelter", *Proc. 4th Asian Fluid Mech. Congress*, 1, B32-B35 **(1989)**.

Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W., Saldarriaga J.G., Santos G.G.R., "Hidrología aplicada", XIII. McGraw-Hill, Santafé de Bogotá, 584 **(1994)**.

Ciarapica L. y Todini E., "TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales", *Hydrological Processes*, 16, 2, 207-229 **(2002)**.

Cloern J., "Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem", *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 210, 223-253 **(2001)**.

Codd G.A., "Cyanobacterial toxins: Occurrence, properties and biological significance", *Water Science y Technology*, 32, 149-156 (**1995**).

Coelho H., Santos A., Rosa T.L., Neves R., "Modelling the wind driven flow off Iberian Peninsula", *GAIA*, 8, 71-78 (**1994**).

Cole T.M. y Wells S.A., "CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model", Version 3, Instruction Report EL-2000-, US Army Engineering and Research Development Center, Vicksburg, MS (**2000**).

Cole T.M. y Tillman D.H., "Water quality modeling of Lake Monroe using CE-QUAL-W2", Miscellaneous paper EL-99-1, January (**1999**).

Cole T. y Buchak E., "CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 2.0," Tech. Rpt. EL-95-May 1995, Waterways Experiments Station, Vicksburg, MS (**1995**).

Cole J., Findlay J.S., Pace M.L., "Bacterial production in fresh and salt-water ecosystems: a cross-system overview", *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 43, 1-10 (**1988**).

Conley D.J., Stålnacke P., Pitkänen H., Wilander A., "The transport and retention of dissolved silicate by rivers in Sweden and Finland", *Limnology and Oceanography*, 45, 1850-1853 (**2000**).

Connolly J.P. y Winfield R., "A User's Guide for WASTOX, a Framework for Modeling the Fate of Toxic Chemicals in Aquatic Environments. Part 1: Exposure Concentration", U.S. Environmental Protection Agency, Gulf Breeze, FL. EPA-600/3-84-077 (**1984**).

Cooper S.R., "Chesapeake Bay watershed historical land use: impact on water quality and diatom communities", *Ecological Applications* 5(3): 703-723, (**1995**).

Costanza R., Wainger L., Folke C., Maler K.G., “Modeling complex ecological economic-systems toward an evolutionary, dynamic understanding of people and nature”, *Bioscience*, 43, 545-555 (**1993**).

Courant R., Friedrichs K., Lewy H., “On the Partial Difference Equations of Mathematical Physics”, Translated by Phyllis Pox, AEC Computing Facility Institute of Mathematical Sciences, New York (**1956**).

Coveney M., “Bacterial uptake of photosynthetic carbon from freshwater phytoplankton”, *Oikos*, 38, 8-20 (**1982**).

Craig P.M., “A Short Description of the EFDC_DS/EFDC_Explorer 3D Hydrodynamic y Water Quality Modeling System”, Dynamic Solutions-International, LLC, USA, EFDC_Explorer, Version 050712 (**2005**).

Crowley J.D., Traynor D.A., Weatherburn D.C., “Enzymes and proteins containing manganese: An overview”, In: *Metal Ions in Biological Systems*, Vol. 37, Marcel Dekker, New York, 209-278 (**2000**).

Cugier P., Billen G., Guillaud J.F., Garnier J., Ménesguen A., "Modeling the eutrophication of the Seine Bight (France) under historical, present and future riverine nutrient loading", *Journal of Hydrology*, 304, 381-396 (**2005**).

D

Dalyander P.S. y Cerco C.F., “Integration of a fish bioenergetics model into a spatially explicit water quality model: Application to menhaden in Chesapeake Bay”, *Ecological Modelling*, 221 (16), pp. 1922-1933 (**2010**).

Day J.W. Jr., Hall C.H.S, Kemp W., Yanez-Arancibia A., “*Estuarine Ecology*”, Wiley, New York (**1989**).

De Baar H.J.W., Boyd P.W., Coale K.H., Landry M.R., Tsuda A., Assmy P., Bakker D.C.E., Bozec Y., Barber R.T., Brzezinski M.A., Buesseler K.O., Boyé M., Croot P.L., Gervais F., Gorbunov M.Y., Harrison P.J., Hiscock W.T., Laan P., Lancelot C., Law C.S., Levasseur M., Marchetti A., Millero F.J., Nishioka J., Nojiri Y., Van Oijen T., Riebesell U., Rijkenberg M.J.A., Saito H., Takeda S., Timmermans K.R., Veldhuis M.J.W., Waite A.M., Wong C.S., “Synthesis of iron fertilization experiments: From the iron age in the age of enlightenment”, *J. Geophys. Res. Oceans*, 110, 1-24 (**2005**).

Decyk V.K., Norton C.D., Szymanski B.K., “Expressing Object-Oriented Concepts in Fortran90”, *ACM Fortran Forum*, Vol. 16 (**1997**).

Del Barrio P., García A., García J., Álvarez C., Revilla J.A., “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 (**2012**).

Delhez E.J.M., “Macroscale ecohydrodynamic modeling on the Northwest European Continental Shelf”, *Journal of Marine Systems*, 16, 171-190 (**1998**).

Devkota B.H. y Imberger J., “Lagrangian modeling of the dynamics of river and floodplain flow: Part 1”, hydrostatic flow. *J. Hydraulic Engrg.*, Submitted (**2005**).

DHCO, Propuesta de Proyecto del Plan Hidrológico “Demarcación Hidrográfica del Cantábrico Occidental”, Confederación Hidrográfica del Cantábrico (**2011**).

Di Lorenzo E., “Seasonal dynamics of the surface circulation in the southern California Current System”, *Deep-Sea Res., Part II*, 50, 2371-2388 (**2003**).

Dinniman M.S., Klinck J.M., Smith Jr. W.O., “Cross shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry”, *Deep-Sea Res., Part II*, 50, 3103-3120 (**2003**).

Di Toro D.M. y Fitzpatrick J.J., “Chesapeake bay sediment flux model”, Contract Report EL-93-2, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 316 (**1993**).

Di Toro D.M., Paquin P.R., Subburamu K., Gruber D.A., "Sediment oxygen demand model: Methane and ammonia oxidation", *J. Envir. Engrg., ASCE*, 116(5), 945-986 (**1990**).

Di Toro D.M., Fitzpatrick J.J., Thomann R.V., “Water Quality Analysis Simulation Program (WASP) and Model Verification Program (MVP)-Documentation”, Hydroscience, Inc., Westwood, NY, for U.S. EPA, Duluth, MN, Contract No. 68-01-3872 (**1983**).

Di Toro D.M. y Connolly J.P., “Mathematical Models of Water Quality in Large Lakes”, Part 2: Lake Erie, EPA-600/3-80-065, 90-101 (**1980**).

Di Toro D.M., Thomann R.V., O'Connor D.J., Mancini J.L., “Estuarine phytoplankton biomass models verification analyses and preliminary applications”, Chap. 25, *THE SEA Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, Edited by Goldberg et al., Volume 6, A Wiley-Interscience Publication JOHN WILEY y SONS . New York, London . Sydney . Toronto (**1977**).

Di Toro D.M., O'Connor D.J., Thomann R.V., Mancini J.L., “Phytoplankton-Zooplankton- Nutrient interaction model for Western Lake Erie”, *Systems Analysis and Simulation, Ecology*, Vol. III, 423-474 (**1975**).

Di Toro D.M., O'Connor D.J., Thomann R.V., “A dynamic model of the phytoplankton population in the Sacramento-San Joaquin delta”, *adv. Chem. Ser.*, 106, 131-180 (**1971**).

Downing J.A., Plante C., Lalonde S., “Fish production correlated with primary productivity, not the morphoedaphic index”, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 47: 1929-1936 (**1990**).

Draft, “Updated Model Report for Christina River Basin, Nutrient and DO TMDL”, U.S. Environmental Protection Agency, Region 3, 1650, Arch Street, Philadelphia, Pennsylvania (**2006**).

Drago M., Cescon B., Iovenitti L., “A three-dimensional numerical model for eutrophication and pollutant transport”, *Ecological Modelling*, 145, 17-34 (**2001**).

Dussart B., “Consecuencias de la creación de embalses”, En: Bahamonde N. y S. Cabrera (eds) *Embalses, fotosíntesis y productividad primaria*, Universidad de Chile, 236 (**1984**).

Dutkiewicz S., Sokolov A., Scott J., Stone P., “A Three-Dimensional Ocean-Seaice-Carbon Cycle Model and its Coupling to a Two-Dimensional Atmospheric Model: Uses in Climate Change Studies”, MIT Joint Program on the Science and Policy of Global Change, Report No. 122, May (**2005**).

E

Edinger J.E. y Buchak E.M., “A Hydrodynamic, Two-Dimensional Reservoir Model: The Computational Basis”, prepared for US Army Engineer Division, Ohio River, Cincinnati, Ohio (**1975**).

Edmond J.M. y Gieskes J.M., “On the calculation of the degree of saturation of seawater with respect to calcium carbonate under in situ conditions”, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 1261 (**1970**).

Edwards A.M., “Adding detritus to a nutrient-phytoplankton-zooplankton model: a dynamical-systems approach”, *Journal of Plankton Research*, Vol. 23, N° 4, 389-413 (**2001**).

Environmental and Hydraulics Laboratories, “CE-QUAL-W2: A Numerical Two-Dimensional, Laterally Averaged Model of Hydrodynamics and Water Quality; User's Manual”, Instruction Rpt., E-86-5, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS (**1986**).

EPA (United States Environmental Protection Agency), “Analysis of Effluent Dissolved Oxygen Demand”, Appendix F - Attachment 3, Honolulu WWTP, Permit No. HI0020877, Receiving Water Limitations (**1991**).

Eppley R.W. y Sloan P.R., “Carbon balance experiments with marine phytoplankton”, *J. Fish. Res. Board Can.*, 22, 1083-1097 (**1965**).

Eppley R.W., “Temperature and phytoplankton growth in the sea”, *Fishery Bulletin* 70, 1063-1085 (**1972**).

EPSAR, Entidad Pública de Saneamiento de Aguas Residuales de la Comunidad Valenciana, “Estudio de los efectos del saneamiento sobre las aguas de l'Albufera”, Instituto de Hidráulica Ambiental, Universidad de Cantabria (**2009**).

EPSAR, Entidad Pública de Saneamiento de Aguas Residuales de la Comunidad Valenciana, “Desarrollo de un estudio integral del sistema hidráulico Júcar-Albufera”, Instituto de Hidráulica Ambiental, Universidad de Cantabria (**2006**).

Estrada V. y Diaz M.S., “Global sensitivity analysis in the development of first principle-based eutrophication models”, *Environmental Modelling y Software*, 25, 1539-1551 (**2010**).

F

Farnsworth-Lee L.A. y Lawrence A.B., “Conceptual model of aquatic plant decay and ammonia toxicity for shallow lakes”, *Journal of Environmental Engineering*, March, 199 (**2000**).

Faure V., Pinazo C., Torrétón J.P., Jacquet S., “Modelling the spatial and temporal variability of the SW lagoon of New Caledonia I: A new biogeochemical model based on microbial loop recycling”, *Marine Pollution Bulletin*, 61, 465-479 (**2010**).

Faurie C., Hemptinne J.L., Medori P., “(5ème) Ecologie - Approche scientifique et pratique”, Paris, Lavoisier Tec. y Doc. (**2003**).

Fenchel T. y Blackburn T.H., “Bacteria and Mineral Cycling”, Academic Press, New York, 225 (**1979**).

Fennel K., Wilkin J., Levin J., Moisan J., O'Reilly J., Haidvogel D., “Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget”, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB3007, doi:10.1029/2005GB002456 (**2006**).

Fennel K., Abbott M.R., Spitz Y.H., Richman J.G., Nelson D.M., “Modeling controls of phytoplankton production in the southwest Pacific sector of the Southern Ocean”, *Deep-Sea Research II* 50, 769-798 (**2003**).

Fiechter J., Moore A.M., Edwards C.A., Bruland K.W., Di Lorenzo E., Lewis C.V.W., Powell T.M., Curchitser E.N., Hedstromf K., “Modeling iron limitation of primary production in the coastal Gulf of Alaska”, *Deep-Sea Research II*, 56, 2503-2519 (**2009**).

Fletcher C.A.J., “Computational Techniques for Fluid Dynamic. Fundamental and General Techniques”, Vol. 1, 2nd Edition, Springer-Verlag, Alemania (**1991**).

Franks P.J.S., “NPZ Models of Plankton Dynamics: Their Construction, Coupling to Physics, and Application”, *Journal of Oceanography*, 58, 379-387 (**2002**).

Franks P.J.S., Wroblewski J.S., Flierl G.R., “Behavior of simple plankton model with food-level acclimation by herbivores”, *Mar. Biol.*, 91, 121-129 (1986).

Fransz H.G., Mommaerts J. P., Radach G., “Ecological Model Description 12-98 Modelling of the North Sea”, *Netherlands Journal of Sea Research*, 28 (1/2), 67-140 (1991).

Fuhrman L., “Bacterioplankton roles in cycling of organic matter: a microbial food web uptake”, *In: Brookhaven National Laboratory Symposium, Plenum Press*, 1, 1-22 (1991).

Fuhrman J.A., Sleeter T.D., Carlson C.A., Proctor L.M., “Dominance of bacterial biomass in the Sargasso Sea and its ecological implications”, *Marine Ecology Progress Series*, 57, 207-217 (1989).

G

Gal G., Imberger J., Zohary T., Antenucci J.P., Anis A., Rosenberg T., “Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret”, *Ecol. Model.*, 162, 69-86 (2003).

García G.A., Sámano M.L., Juanes J.A., Medina R., Revilla J.A., Álvarez C., “Assessment of the effects of a port expansion on algae appearance in a coastal bay through mathematical modeling. Application to San Lorenzo Bay (North Spain)”, *Ecological Modeling*, 21, 1413-1426 (2010).

García A., Juanes J.A., Álvarez C., Revilla J.A., Medina R., “Assesment of the response of a shallow macrotidal estuary to changes in hydrological and wastewater inputs through numerical modelling”, *Ecological Modelling*, 221, 1194-1208 (2010a).

García A., Sámano M.L., Juanes J.A., Medina R., Revilla J.A., Álvarez C., “Assessment of the effects of a port expansion on algae appearance in a

costal bay through mathematical modelling. Application to San Lorenzo Bay (North Spain)", *Ecological Modelling*, 221, 1413-1426 (**2010b**).

García Gómez A., "Desarrollo de un procedimiento metodológico para la estimación del riesgo ambiental debido a emisiones contaminantes en zonas litorales", Tesis doctoral, Universidad de Cantabria (**2010**).

García G.A., "Desarrollo de un modelo tridimensional para la determinación del transporte de sustancias en estuarios y zonas someras", Tesis doctoral, Universidad de Cantabria (**2004**).

Garcia-Webb J., "A Numerical Study of the Water Quality in Wilson Inlet", Final Year Project Dissertation, Centre for Water Research, the University of Western, Australia (**2003**).

García G.A., "Desarrollo de un modelo para la determinación de los niveles de oxígeno en estuarios", Tesina de Magíster, Universidad de Cantabria (**1998**).

Garnier J., Billen G., Hannon E., Fonbonne S., Videnina Y., Soulie M., "Modelling the transfer and retention of nutrients in the drainage network of the Danube River", *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 54, 285-308 (**2002**).

Garnier J. y Boët P., "Biodiversité des organismes et des écosystèmes. Introduction générale", Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine, PIREN-Seine (**2000**).

Geider R. J. y La Roche J., "Mini-review: The role of iron in phytoplankton photosynthesis, and the potential for iron-limitation of primary productivity in the sea", *Plant Cell Environ.*, 39, 275-301 (**1994**).

Geider R.J. y Osborne B.A., “Light absorption by a marine diatom: experimental observations and theoretical calculations of the package effect in a small *Thalassiosira* species”, *Marine Biology* 96, 299-308 (**1987**).

Giraud X., “Modelling an alkenone-like proxy record in the NW African upwelling”, *Biogeosciences*, 3, 251-269 (**2006**).

Gobierno de Cantabria, “Red de calidad del litoral de Cantabria: 2005-2010”, Instituto de Hidráulica Ambiental - Universidad de Cantabria (**2010**).

Goldman J.C., Caron D.A., Dennett M.R., “Regulation of gross growth efficiency and ammonium regeneration in bacteria by substrate C:N ratio”, *Limnology and Oceanography*, 32(6), 1239-1252 (**1987**).

Grayson R., Moore I., Mc Mahon T., “Physically-based modelling. Is the concept realistic?”, *Water Resources Research*, 26, 2659-2666 (**1992**).

H

Haidvogel D.B., Arango H.G., Hedstrom K., Beckmann A., Malanotte-Rizzoli P. y Shchepetkin A.F., “Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates”, *Dyn. Atmos. Oceans*, 32, 239-281 (**2000**).

Hajda P. y Novotny V., “Modelling impact of urban and upstream nonpoint sources on eutrophication of the Milwaukee River”, *Water Science and Technology*, Volume 33, Issues 4-5, 153-158 (**1996**).

Hall R.W. y Dortch M.S., “Development and Application of a Eutrophication/General Water Quality Model”, New York Bight Study; Report 2, Technical Report CERC-94-4, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS (**1994**).

Hamilton D. y Herzfeld M., “Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model”, Centre for Water Research, University of Western Australia (**2001**).

Hamilton D.P. y Schladow S.G., “Water quality in lakes and reservoirs. Part I Model description”, *Ecol. Model.*, 96, 91-110 (**1997**).

Hamilton D.P., Schladow S.G., Fisher I.H., “Controlling the indirect effects of diversions on water quality in an Australian reservoir Environ”, *International* 5, 583-590 (**1995**).

Hamrick J.M. y Moustafa M.Z., “Development of the Everglades wetlands hydrodynamic model: 1. Model formulation and physical processes representation”, submitted to *Water Resources Research* (**1995a**).

Hamrick J.M. y Moustafa M.Z., “Development of the Everglades wetlands hydrodynamic model: 2. Computational implementation of the model”, submitted to *Water Resources Research* (**1995b**).

Hamrick J.M., “A Three-Dimensional Environmental Fluid Dynamics Computer Code: Theoretical and Computational Aspects”, The College of William and Mary, Virginia Institute of Marine Science, Special Report, 317, 63 (**1992**).

Harashima A., Kimoto T., Wakabayashi T., Toshiyasu T., “Verification of the silica deficiency hypothesis based on biogeochemical trends in the aquatic continuum of Lake Biwa – Yodo River – Seto Inland Sea”, *Japan, Ambio*, 35(1), 36-42 (**2006**).

Harper D., “Eutrophication of freshwaters. Principales, problems and restoration”, Chapman and Hall, 628 (**1992**).

Hart D.R., Stone L., Berman T., “Seasonal dynamics of the Lake Kinneret food web: the importance of the microbial loop”, *Limnol. Oceanogr.*, 45, 350-361 (**2000**).

Hedström K.S., “DRAFT Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 3)”, Arctic Region Supercomputing Center University of Alaska Fairbanks, U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Anchorage, Alaska (**2009**).

Hellebus J.A., “Excretion of some organic compounds by marine phytoplankton”, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, Vol. 10, Issue 2, 192-206 (**1965**).

Herzfeld M. y Hamilton D., “The CWR Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model CAEDYM”, Science Manual, WP 1387 MH, Centre for Water Research the University of Western Australia September 25 (**2000**).

Hernández P., Ambrose Jr R.B., Prats D., Ferrandis E., Asensi J.C., “Modeling eutrophication kinetics in reservoir microcosms”, Water Research, Vol. 31, 10, 2511-2519 (**1997**).

Hipsey M.R., Romero J.R., Antenucci J.P., Hamilton D., “Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model: CAEDYM v2”, v2.3 Science Manual, University of Western Australia (**2006**).

Hipsey M.R., Romero J.R., Antenucci J.P., Hamilton D.P., “Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model CAEDYM v2”, WP 1387.1 MH, Centre for Water Research, The University of Western Australia (**2004**).

Hocking G.C y Patterson J.C., “Quasi-two-dimensional reservoir simulation model”, J. Envir. Engrg. ASCE, 117 (5), 595-613 (**1991**).

Hodges B.R., Imberger J., Saggio A., Winters K.B., “Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake”, Limnol. Oceanogr., 45, 1603-1620 (**2000**).

Holley E.R., “Oxygen transfer at the air-water interface, in interfacial transfer processes in water resources”, State University of New York. Buffalo, Report 75-1 (**1975**).

Holtschlag D.J. y Koschik J.A., “A Two-Dimensional Hydrodynamic Model of the St. Clair–Detroit River Waterway in the Great Lakes Basin”, Water-Resources Investigations Report, 01-4236, Lansing, Michigan (**2002**).

Huang Y.C., Yang C.P., Tang P.K., “Water quality management scenarios for the Love River in Taiwan”, International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering, IEEE, 487-490 (**2010**).

Hudson H., “Lake Notes: lake dredging”, Illinois Environmental Protection Agency (**1998**).

Hutchinson G.E., “Circular causal systems in ecology”, Ann. NY Acad. Sci (**1948**).

Huisman J., Jonker R.R., Zonneveld C., Weissing F.J., “Competition for light between phytoplankton species: experimental tests of mechanistic theory”, Ecology, 80(1), 211-222 (**1999**).

Hydroscience Inc., “Simplified mathematical modeling of water quality”, prepared for the Mitre Corporation and the USEPA, Water Programs, Washington D.C., Mar., 127 (**1971**).

I

IH Cantabria, Instituto de Hidráulica Ambiental, “Estudio de los recursos hídricos de los ríos de la vertiente norte de Cantabria - Cuenca del río Campiazo”, Universidad de Cantabria, Octubre (**2007**).

Imberger J., Patterson J.C., Hebbert R., Loh I., “Dynamics of reservoir of medium size”, J. Hydr. Div., ASCE, 104 (5), 725-743 (**1978**).

IMCS (Institute of Marine and Coastal Science), “ROMS (Regional Ocean Model System)”, Rutgers University, Ocean Modeling.org (**2002**).

Iturriaga R. y Zsolnay A., “Heterotrophic uptake and transformation of phytoplankton extracellular products, *Bol. Mar.*, 26, 375-381 (**1983**).

Ivanov V.Y., Vivoni E.R., Bras R.L., Entekhabi D., “Preserving High Resolution Surface and Rainfall Data in Operational-scale Basin Hydrology: A Fully-distributed Physically-based Approach. *Journal of Hydrology*, 298(1-4): 80-111 (**2004**).

J

Jassbyl A.D. y Platt T., “Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton”, *Limnology and Oceanography*, Vol. 21, Issue 4, 540-547 (**1976**).

Jassby A. y Platt T., “Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton”, *Limnol Oceanogr*, 21, 540-547 (**1976**).

Jin X. y Kranenburg C., "Quasi-3D numerical modeling of shallow-water circulation". *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 119, n° 4, 458-472 (**1993**).

Johnson B.H., Heath R.E., Hsieh B.B., Kim K.W., Butler H.L., “User's Guide for a Three-dimensional Numerical Hydrodynamic, Salinity, and Temperature Model of Chesapeake Bay”, Technical Report HL-91-20, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS (**1991**).

Jørgensen S.E., “Modeling the eutrophication”, The 12th World Lake Conference, 799-811 (**2008**).

JRB, “Development of Heavy Metal Waste Load Allocations for the Deep River, North Carolina”, JRB Associates, McLean, VA, for U.S. EPA Office of Water Enforcement and Permits, Washington, DC (**1984**).

Julien P.Y., Saghafian B., Ogden F.L., “Raster-Based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff”, *Water Resources Bulletin*, 31, 3, 523-536 (**1995**).

K

Kannel P.R., Lee S., Lee Y.S., Kanel S.R., Pelletier G.J., “Application of automated QUAL2Kw for water quality modeling and management in the Bagmati River, Nepal”, *Ecological Modelling*, 202, 503-517 (**2007**).

Kellershohn D.A. y Tsanis I.K., “3D Eutrophication Modeling of Hamilton Harbour: Analysis of Remedial Options”, *Journal of Great Lakes Research*, Volume 25, Issue 1, 3-25 (**1999**).

Ketchumb H., “Regeneration of nutrients by zooplankton”, *Rapp. Proc. V. Réunion. Cons. Perm. int. Explor. Mer.*, 153, 142-147 (**1962**).

Kishi M.J., Kashiwai M., Ware D.M., Megrey B.A., Eslinger D.L., Werner F.E., M. Noguchi-Aita, Azumaya T., Fujii M., Hashimoto S., Huang D., Iizumi H., Ishida Y., Kang S., Kantakov G.A., Kim H.C., Komatsu K., Navrotsky V.V., Lan Smith S., Tadokoro K., Tsuda A., Yamamura O., Yamanaka Y., Yokouchi K., Yoshie N., Zhang J., Zuenko Y.I., Zvalinsky V.I., “NEMURO—a lower trophic level model for the North Pacific marine ecosystem”, *Ecological modeling*, 202, 12-25 (**2007**).

Kim T., Labiosa R.G., Khangaonkar T., Yang Z., Chen C., Qi J., Cerco C., “Development and evaluation of a coupled hydrodynamic (FVCOM) and water quality model (CE-QUAL-ICM)”, *Proceedings of the International Conference on Estuarine and Coastal Modeling*, 388, 373-388 (**2010**).

Kim S.C. y Cerco C.F., “Hydrodynamic and Eutrophication Model of the Chester River Estuary and the Eastern Bay Estuary”, Draft Report, December (**2003**).

Kirchman D.L., Keil R.G., Wheeler P.A., “Carbon limitation of ammonium uptake by heterotrophic bacteria in the subarctic Pacific”, *Limnology and Oceanography*, 35(6), 1258-1266 (**1990**).

Kirk J.T.O., “Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems”, University Press, Cambridge, 509 (**1994**).

Kitazawa D. y Kumagai M., “Numerical simulation on seasonal variation in dissolved oxygen tension in Lake Biwa”, The 2nd Joint Japan/Korea Workshop on Marine Environmental Engineering, 71-91 (**2005**).

Kjerfve B., “Coastal Lagoons Processes”, Elsevier Science Publ., Amsterdam. Oceanography Series, 60, 577 (**1994**).

Kjerfve B. y Magill K.E., “Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons”, *Marine Geology*, 88, 187-199 (**1989**).

Knauer K., Jabusch T., Sigg L., “Manganese uptake and Mn(II) oxidation by the alga *Scenedesmus subspicatus*”, *Aquatic Sciences*, 61, 44-58 (**1999**).

Knoppers B., “Aquatic primary production in coastal lagoons”, In-Coastal lagoon processes, ed. B. Kjerfve, Elsevier Oceanography Series, 60, 243-286 (**1994**).

Koné V., Machu E., Penven P., Andersen V., Garçon V., Fréon P., Demarcq H., “Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models”, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 19, GB4021, doi:10.1029/2004, GB002427 (**2005**).

Kremer J.N. y Nixon S.W., “A Coastal Marine Ecosystem. Simulation and Analysis”, Ecological Studies 24, Springer-Verlag (**1978**).

Kriest I. y Oeschlies A., “Numerical effects on organic-matter sedimentation and remineralization in biogeochemical ocean models”, Ocean Modelling, 39, 275-283 (**2011**).

Kuo J.T., Lung W.S., Yang C.P., Liu W.C., Yang M.D., Tang T.S., “Eutrophication modelling of reservoirs in Taiwan”, Environmental Modelling y Software, 21, 829-844 (**2006**).

L

La Jeunesse I., “Etude intégrée dynamique du phosphore dans le système du bassin-versant. Lagune de Thau”, Tesis Doctoral, Université d'Orleans (**2001**).

Lancelot C., Hannon E., Becquevort S., Veth C., De Baar H.J.W., “Modeling phytoplankton blooms and carbon export production in the Southern Ocean: dominant controls by light and iron in the Atlantic sector in Austral spring 1992”, Deep-Sea Research I, 47, 1621-1662 (**2000**).

Lancelot C., “Gross Excretion Rates of Natural Marine Phytoplankton and Heterotrophic Uptake of Excreted Products in the Southern North Sea, as Determined by Short-Term Kinetics”, Marine Ecology - Progress Series, 1, 179-186 (**1979**).

Lankford R.R., “Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification, 182-215, M. Wiley (Ed.) Estuarine Processes, Academic Press Inc, New York, 428 (**1977**).

Laws E.A. y Bannister T.T., “Nutrient- and light-limited growth of *Thalassiosira fluviatilis* in continuous culture, with implications for

phytoplankton growth in the ocean”, *Limnology and Oceanography*, 25(3), 457-473 (**1980**).

Leendertse J.J., “A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas-Volume I, Principles of Computation: The Rand Corporation”, Report RM-6230- RC, 71 (**1970**).

Lee J.H.W., Wu R.S.S., Cheung Y.K., “Forecasting of dissolved oxygen in marine fish culture zone”, *J. Envir. Engrg., ASCE*, 117(6), 816-833 (**1991**).

Leitão P.C., “Modelo de Dispersão Lagrangeano Tridimensional”, Ms. Sc. Thesis, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico (**1996**).

Leonard C.L., McClain C.R., Murtugudde R., Hofmann E.E., Harding L.W., “An iron-based ecosystem model of the central equatorial Pacific”, *Journal of Geophysical Research*, 1004 (C1), 1325-1341 (**1999**).

Lessin G. y Raudsepp U., “Water quality assessment using integrated modeling and monitoring in Narva Bay, Gulf of Finland”, *Environ Model Assess*, 11, 315-332 (**2006**).

Lévêque C., “Ecosystèmes aquatiques”, Paris, Hachette (**1996**).

Liu W.C., Chen W.B., Kimura N., “Impact of phosphorus load reduction on water quality in a stratified reservoir-eutrophication modeling study”, *Environ. Monit. Assess.*, 159, 393-406 (**2009**).

Liu W.C., Chen W.B., Kimura N., “Impact of phosphorus load reduction on water quality in a stratified reservoir-eutrophication modeling study”, *Environ. Monit. Assess.*, 159, 393-406 (**2009**).

Lonin S.A. y Tuchkovenko Y.S., “Water quality modeling for the ecosystem of the Ciénaga de Tesca coastal lagoon”, *Ecological Modeling*, 144, 279-293 (**2001**).

Loukos H., Frost B., Harrison D.E., Murray J.W., “An ecosystem model with iron limitation of primary production in the equatorial Pacific at 140 °W”, *Deep-Sea Research II*, 44, No. Y-IO, 2221-2249 (**1997**).

Lorenzen M.W., Smith D.J., Kimmel L.V., “A long-term phosphorus model for lakes: application to lake Washington”, In *Modelling Biochemical Processes in Aquatic Ecosystems* (Edited by Canale R.P.), Ann Arbor Science, Ann Arbor, Mich, 75-91 (**1976**).

M

Mäkynen A., “AQUATOX - ecological risk assessment model - A tool for impact assessment for waters”, Tesina de Master, University of Jyväskylä, Department of Biological and Environmental Science (**2009**).

Mancini J.L., “Numerical estimates of coliform mortality rates under various conditions”, *J. Water Poll. Control Fed.*, 50, 11 (**1978**).

Mandel R. y Schultz C.L., “The TAM/WASP Model: A Modeling Framework for the Total Maximum Daily Load Allocation in the Tidal Anacostia River. Final Report”, Environmental Health Administration, Department of Health Government of the District of Columbia (**2000**).

MARETEC (Marine and Environmental Technology Research Center), “MOHID Modelling System Description”, Instituto Superior Técnico – MARETEC, Lisboa (**sin año**)

Marchesiello P., McWilliams J.C., Shchepetkin A., “Equilibrium structure and dynamics of the California Current System”, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 753-783 (**2003**).

Marín V.H. y Campuzano F.J., “Un modelo hidrodinámico-barotrópico para los fiordos australes de Chile entre los 41° S y los 46° S”, *Cienc. Tecnol. Mar*, 31 (2), 125-136 (**2008**).

Martín Monerris M., “Modelación de la calidad en aguas superficiales. Aplicación al caso de la albufera de Valencia”, Tesis doctoral, Universidad de Valencia (**1998**).

Martín Monerris M. y Marzal Doménech P., “Modelación de la calidad del agua”, Universidad Politécnica de Valencia, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (**sin año**).

Martin J.L., “Application of two-dimensional water quality model”, *J. Environ. Engrg. ASCE*, 114 (2), 317-336 (**1988**).

Martins F., Leitão P., Silva A., Neves R., “3D modeling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach”, submitted to *Oceanologica Acta* (**2000**).

Martins F., “Modelação Matemática Tridimensional de Escoamentos Costeiros e Estuarinos usando uma Abordagem de Coordenada Vertical Genérica”, Ph. D, Thesis, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Tecnico (**1999**).

McCorquodale J.A., Georgiou I., Carnelos S., Englande A.J., “Modeling coliforms in storm water plumes”, *J. Environ. Eng. Sci.*, 3, 419-431 (**2004**).

McGovern T., “Lake Water Quality Model with Focus on Cyanobacteria”, WEFTEC, Tufts University (**2006**).

Megard R., “Phytoplankton, Photosynthesis and Phosphorus in Lake Minnetonka, Minnesota”, Limnological Research Center, University of Minnesota, Minneapolis, *Limnology and Oceanography*, 17(1), 68-87 (**1972**).

Megrey B.A., Rose K.A., Klumb R.A., Hay D.E., Werner F.E., Eslinger D.L., Smithg S.L., “A bioenergetics-based population dynamics model of Pacific

herring (*Clupea harengus pallasii*) coupled to a lower trophic level nutrient-phytoplankton-zooplankton model: Description, calibration, and sensitivity analysis”, *ecological modeling*, 202, 144-164 (**2007**).

Melendez W., Settles M., Pauer J.J., Rygwelski K.R., “LM3: A High-Resolution Lake Michigan Mass Balance Water Quality Model”, Computer Sciences Corporation - Z-Tech Corporation, an ICF Company- U.S. Environmental Protection Agency, February (**2009**).

Ménesguen A., Gillaud J., Aminot A., Hoch T., “Modeling eutrophication process in a river pluma: the Seine case study (France)”, *International Journal of Marine Biology* 42, 205-225 (**1995**).

Metcalf y Eddy, “Ingeniería de aguas residuales. Tratamiento, vertido y reutilización”, volumen II, ed. M^c Graw-Hill, México, 1485 (**1997**).

Metcalf y Eddy, “Ingeniería de aguas residuales”, Mc Graw Hill, 3^a Edición (**1995**).

Miranda R., Braunschweig F., Leitão P., Neves R., Martins F., Santos A., “Mohid 2000, A Coastal integrated object oriented model”, *Hydraulic Engineering Software VIII*, WIT Press (**2000**).

Missaghi S. y Hondzo M., “Evaluation and application of a three-dimensional water quality model in a shallow lake with complex morphometry”, *Ecological Modelling*, 221, 1512-1525 (**2010**).

Mitsch W.J. y Gosselink J.G., *Wetlands* (2nd ed.), Van Nostrand Reinhold Co., New York (**1993**).

Montero P., Gómez-Gesteira M., Taboada J.J., Ruiz-Villarreal M., Santos A.P., Neves R.J.J., Prego R., Pérez-Villar V., “On residual circulation of Vigo Ría using a 3D baroclinic model”, *Boletín Instituto Español de Oceanografía*, N° 15, suplemento-1 (**1999**).

Montero P., “Estudio de la hidrodinámica de la Ría de Vigo mediante un modelo de volúmenes finitos (Study of the hydrodynamics of the Ría de Vigo by means of a finite volume model)”, Ph.D. Dissertation, Universidad de Santiago de Compostela, España (**1999**).

Mooij W.M., De Senerpont Domisa L.N., Janseb J.H., “Linking species -and ecosystem-level impacts of climate change in lakes with a complex and a minimal model”, *Ecological Modeling*, 220, 3011-3020 (**2009**).

Moreau S.G. Bertru y Buson C., “Seasonal and Spatial Trends in Nitrogen and Phosphorus Loads to the Upper Catchment of the River Valaine (Brittany): Relationships with Land Use”. *Hydrobiologia*, 373/374, 247-258 (**1998**).

Morgan M.A., “The Behavior of Soil and Fertilizer Phosphorus”, CAB International, Phosphorus Loss from Soil to Water, Eds H. Tunney, O.T. Carton, P.C. Brookes and A.E. Johnston, 137-149 (**1997**).

Morkoç E., Tüfekçi V., Tüfekçi H., Tolun L., Karakoç F.T., Güvensel T., “Effects of land-based sources on water quality in the Omerli reservoir (Istanbul, Turkey)”, *Environ Geol*, 57, 1035-1045 (**2009**).

Motovilov Y.G., “ECOMAG: Regional model of hydrological cycle and pollution transformation in river basins (Application to the NOPEX region)”, Russian State Institute for Applied Ecology/Department of Geophysics, University of Oslo, Moscow/Oslo (**1995**).

Moustafa M.Z., Hamrick J.M., Morton M.R., “Calibration and verification of a limited area circulation and transport model of the Indian River Lagoon”, submitted to *Journal of Hydraulic Engineering* (**1995**).

Moussa R., Voltz M., Andrieux P., “Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed

catchment during flood events”, *Hydrological Processes*, 16, 393-412 (2002).

Moustafa M.Z. y Hamrick J.M., “Development of the Everglades wetlands hydrodynamic model: 3. Model application to South Florida water conservation area 2a”, submitted to *Water Resources Research* (1995).

Moustafa M.Z. y Hamrick J.M., “Modeling circulation and salinity transport in the Indian River Lagoon”, *Estuarine and Coastal Modeling, Proceeding of the 3rd International Conference*, *M.L. Spaulding et al.*, Eds., American Society of Civil Engineers, New York, 381-395 (1994).

Movellán Mendoza E., “Modelado de la cuña salina y del flujo de nutrientes en el tramo estuarino del río Ebro”, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona (2003).

Muhammetoglu A. y Soyupak S., “A three-dimensional water quality-macrophyte interaction model for shallow lakes”, *Ecological Modelling*, 133, 161-180 (2000).

N

Najaiian T.O. y Harleman D.R.F., “A real-time model of nitrogen-cycle dynamics in an estuarine system”, Tech. Rep. no. 204, R. M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, MIT, Dept. of Civil Engineering, Cambridge, Massachusetts, USA (1975).

Nakanishi H., Ukita M., Kawai Y., “Study on the modeling of the behavior of phosphorus released from sediments”, *Ecological Modeling*, 31, 105-123 (1986).

Nakhaei N. y Shahidi A.E., “Waste water discharge impact modeling with QUAL2K, case study: the Zayandeh-rood River”, *International Environmental Modelling and Software Society, International Congress on*

Environmental Modelling and Software Modelling for Environment's Sake, Fifth Biennial Meeting, Ottawa, Canada (2010).

Nebel B.J. y Wright R.T., "Environmental Science: Toward a Sustainable Future", 8th Edition, Prentice Hall, USA (2002).

Neves R., Coelho H., Leitão P., Martins H., Santos A., "A numerical investigation of the slope current along the western European margin", *Burgano V., Karatzas G., Payatakas A., Brebbia C., Gray W. and Pinder G.* (Ed.), Computational Methods in Water Resources XII, 2, 369-376, (1998).

Neves R.J.J., "Étude Experimentale et Modélisation des Circulations Trasitoire et Résiduelle dans l'Estuaire du Sado", Ph. D. Thesis, Université Liège (1985).

Nguyen D.T., Harada M., Hiramatsu K., "Evaluation of the water-quality dynamics in a eutrophic agricultural pond by using a one-box ecosystem model considering several algal groups", *Paddy Water Environ.*, 8, 301-318 (2010).

Nichols M.M. y Allen G., "Sedimentary processes in coastal lagoons", *Coastal Lagoon Research: Present and Future*, UNESCO, Paris, 27-80 (1981).

Nixon, S. W., "Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns", *Ophelia*, 41, 199-219 (1995).

O

O'Connor D.J., Mueller J.A., Farley K.J., "Distribution of Kepone in the James River Estuary", *Journal of the Environmental Engineering Division, ASCE*, 109(E2), 396-413 (1983).

O'Connor-Dobbins J., "Reactions, mechanical aeration", Summer Institute in Water Pollution Notes, Manhattan College, Bronx, NY (**1958**).

OCDE (Organización para la Cooperación y Desarrollo Económico), "Eutrophication of waters - Monitoring assessment and control", Paris (**1982**).

Orlob G.T., "Mathematical modeling of water quality: Streams, lakes and reservoirs", A Wiley-Interscience Publication, International Institute for Applied systems Analysis, University of California, Davis (**1983**).

P

Paasche E. y Øestergen I., "The annual cycle of plankton diatom growth and silica production in the inner Oslo fjord", *Limnology and Oceanography*, 25, 481-494 (**1980**).

Parekh P., Follows M.J., Boyle E., "Modeling the global ocean iron cycle", *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 18, GB1002, doi:10.1029/2003GB002061 (**2004**).

Park K., Jung H.S., Kim H.S., Ahn S.M., "Three-dimensional hydrodynamic-eutrophication model (HEM-3D): application to Kwang-Yang Bay, Korea", *Marine Environmental Research*, 60, 171-193 (**2005**).

Park K., Kuo A.Y., Shen J., Hamrick J.M., "A three-dimensional hydrodynamic-eutrophication model (HEM-3D): description of water quality and sediment process submodels (EFDC water quality model)", Special Report in Applied Marine Science and Ocean Engineering, N° 327, School of Marine Science Virginia, Institute of Marine Science, College of William and Mary Gloucester Point, VA 23062, (**1995**).

Park R.A., Clough J.S., Wellman M.C., “AQUATOX: Modeling environmental fate and ecological effects in aquatic ecosystems”, *Ecological Modelling*, 213, 1-15 (**2008**).

Park R.A., “AQUATOX, A Modular Toxic Effects Model for Aquatic Ecosystems”, U.S. Environmental Protection Agency, Corvallis, Oregon (**1990**).

Park R.A., Connolly C.I., Albanese J.R., Clesceri L.S., Heitzman G.W., Herbrandson H.H., Indyke B.H., Loehe J.R., Ross S., Sharma D.D., Shuster W.W., “Modeling the Fate of Toxic Organic Materials in Aquatic Environments”, Rept. EPA-600/S3-82-028, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA (**1982**).

Park R.A., O'Neill R.V., Bloomfield J.A., Shugart Jr. H.H., Booth R.S., Koonce J.F., Adams M.S., Clesceri L.S., Colon E.M., Dettman E.H., Goldstein R.A., Hoopes J.A., Huff D.D., Katz S., Kitchell J.F., Kohberger R.C., LaRow E.J., McNaught D.C., Peterson J.L., Scavia D., Titus J.E., Weiler P.R., Wilkinson J.W., Zahorcak C.S., “A generalized model for simulating lake ecosystems”, *Simulation* 23, 30-50 (**1974**).

Park S.S. y Lee Y.S., “A water quality modeling study of the Nakdong River, Korea”, *Ecological Modelling*, vol. 152, 65-75 (**2002**).

Pasquini A.I., Formica S.M., Sacchi G.A., “Hydrochemistry and nutrients dynamic in the Suquía River urban catchment's, Córdoba, Argentina”, *Environ Earth Sciences*, DOI 10.1007/s12665-011-0978-z (**2001**).

Pedrós-Alió C., Mas J., Gasol J.M., Guerrero R., “Sinking speeds of free-living phototrophic bacteria determined with covered and uncovered traps”, *Journal of Plankton Research*, 11, 5, 887-905 (**1989**).

Peliz A., Dubert J., Haidvogel D.B., “Subinertial Response of a Density-Driven Eastern Boundary Poleward Current to Wind Forcing”, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1633-1650 (**2003a**).

Peliz A., Dubert J., Haidvogel D.B., Le Cann B., “Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current”, *J. Geophys. Res.*, 108 (C8), 3268, doi:10.1029/2002JC001443 (**2003b**).

Penven P., Cambon G., Tan T.A., Marchesiello P., Debreu L., “ROMS AGRIF v2.1 / ROMSTOOLS v2.1 User’s Guide”, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Francia (**2010**).

Pérez C., “Modelación de calidad de aguas del lago Villarrica y aproximación al problema hidrodinámico”, Informe de Memoria de Título para optar al título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Concepción, Chile (**1999**).

Pérez-Villar V., “Ordenación Integral del Espacio Marítimo-Terrestre de Galicia: Modelización informática” (Integrated Management of the Galician Maritime-Terrestrial Space: Numerical Modelling), Final report by the Grupo de Física Non Lineal, Consellería de Pesca, Marisqueo e Acuicultura, Xunta de Galicia (**1999**).

Picot B., “Evaluation d'un niveau de contamination d'un écosystème”, Université Montpellier I (**2001**).

Pomeroy L.R., Sheldon J.E., Sheldon J.W.M., Peters F., “Limits to growth and respiration of bacterioplankton in the Gulf of Mexico”, *Marine Ecology Progress Series*, 117, 259-268 (**1995**).

Pourriot R., Capblancq J., Champ P., Meyer J.A., “Ecologie du plancton des eaux continentales”, Paris, Masson (**1982**).

Powell T.P., Lewis C.V.W., Curchitser E.N., Haidvogel D.B., Hermann A.J., Dobbins E.L., “Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery”, *J. Geophys. Res.*, 111, C07018, doi:10.1029/2004JC002506 (**2006**).

Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., “Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing”, 2nd Edition, Cambridge, England, 704-716 (**1992**).

Q

Quinlan A.V., “Design and analysis of mass conservative models of ecodynamic systems”, Ph.D Thesis, MIT, Dept. of Civil Engineering (**1975**).

R

Rashleigh B., Barber M.C., Walters D.M., “Foodweb modeling for polychlorinated biphenyls (PCBs) in the Twelvemile Creek Arm of Lake Hartwell, South Carolina, USA”, *Ecological Modelling*, 220, 254-264 (**2009**).

Reddy K.R., Fisher M.M., Ivanoff D., “Resuspension and diffusive flux of nitrogen and phosphorus in a hypereutrophic lake”, *J. Environmental Quality*, Volume 25, 2 (**1996**).

Redfield A.C., “The biological control of chemical factors in the environment”, *American Scientist*, 205-221 (**1958**).

Revilla J.A., Koev K.N., Roldán A., Juanes J.A., Álvarez C., Medina R., “Metodología de Estudio de los Saneamientos Litorales”, Santander: Confederación Hidrográfica del Norte (**1995**).

Ribeiro Pardo S., Laerte Natti P., Lopes Romeiro N.M., Rodrigues Cirilo E., “A modeling of the carbon-nitrogen cycle transport at Igapó I Lake-Londrina, Paraná, Brazil”, *Semina: Ciências Exatas e Tecnológicas* (2010).

Rigosi A., Marcé R., Escot C., Rueda F.J., “A calibration strategy for dynamic succession models including several phytoplankton groups”, *Environmental Modelling y Software*, 26, 697-710 (2011).

Rivera D., “Modelación del oxígeno disuelto en lagos estratificados incorporando los efectos del viento”, Informe de memoria de título para optar al título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción. Concepción (2002).

Robson B.J. y Hamilton D.P., “Three-dimensional modelling of a Microcystis bloom event in the Swan River estuary, Western Australia”, *Ecol. Model.*, 174, 203-222 (2004).

Rodier J., Bazin C, broutin J.P., Chambon P., Champsaur H., Rodi L., “L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer“, 8^e édition, Dunod, Paris (1996).

Rodriguez H.N. y Miller J., “Water Quality Modeling System for Charleston Harbor, South Carolina”, *Ports 2007: 30 Years of Sharing Ideas 1977-2007*, Proceedings of the Eleventh Triennial International Conference , 55 (2007).

Romero J.R., Antenucci J.P., Imberger J., “One- and three- dimensional biogeochemical simulations of two differing reservoirs”, *Ecol. Model.*, 174, 143-160 (2004).

Romero J.R. y Imberger J., “Effect of a flood underflow on reservoir water quality data and 3D modelling”, *Arch. Hydrobiol.*, 162, 69-86 (2003).

Rubio López C., “Análisis y estimación de la evolución térmica del embalse de Amadorio con un modelo hidrodinámico”, Tesina de Master, Universidad de Valencia (**2009**).

Ryding S.O. y Rast W., “Le Contrôle de l'Eutrophisation des Lacs et des Réservoirs”, Masson, Paris (eds) (**1994**).

Ryding S.O. y Rast W., “El control de la eutrofización en lagos y pantanos”, Ediciones Pirámide (UNESCO), Madrid (**1992**).

Ryther J.H., “Photosynthesis in the Ocean as a Function of Light Intensity”, Woods Hole Oceanographic Institution, Vol. 1, Issue 1, 61-70 (**1956**).

S

Sámano Celorio M.L., “Desarrollo e integración de modelos numéricos de calidad del agua en un sistema de información geográfica”, Tesis doctoral, Universidad de Cantabria (**2011**).

Santos A.J., “Modelo Hidrodinâmico Tridimensional de Circulação Oceânica e Estuarina”, Ph. D, Thesis, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico (**1995**).

Sakka A., Legendre L., Gosselin M., LeBlanc B., Delesalle B., Price N.M., “Nitrate, phosphate, and iron limitation of the phytoplankton assemblage in the lagoon of Takapoto Atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia)”, *Aquatic Microbial Ecology*, 19, 149-161, (**1999**).

Sakshaug E. y Andresen K., “A steady state description of growth and light absorption in the marine planktonic diatom *Skeletonema costatum*”, *Limnology and Oceanography* 34(1), 198-205 (**1989**).

Scasso F. y Campos H., “Pelagic fish communities and eutrophication in lakes of an Andean basins of Central Chile”, Proyecto FONDECYT 4950013, Universidad de Concepción, 23 (**1999**).

Scavia D., “An ecological model of Lake Ontario”, *Ecol, Modeling*, 8, 49-78 (**1980**).

Scavia D. y Park R.A., “Documentation of selected constructs and parameter values in the Aquatic Model CLEANER”, *Ecol, Modeling*, 2, 33-58 (**1976**).

Schladow S.G., Fleenor W.E., Bombardelli F.A., Chung E.G., “Quantifying Sediment Resuspension Linkages to Nutrient Enrichment in the Existing and Future Salton Sea”, UC Water Resources Center Technical Completion Report, Project No. W-998, December (**2007**).

Schladow S.G. y Hamilton D.P., “Water quality in lakes and reservoirs. Part II Model calibration, sensitivity analysis and application”, *Ecol. Model.*, 96, 111-123 (**1997**).

Schladow S.G. y Hamilton D.P., “Effect of major flow diversion on sediment nutrient release in a stratified reservoir”, *Mar. Freshwater Res.*, 46, 189-195 (**1995**).

Schoemann V., Wollast R., Chou L., Lancelot C., “Effects of photosynthesis on the accumulation of Mn and Fe by Phaeocystis colonies”, *American Society of Limnology and Oceanography*, 46, 5, 1065-1076 (**2001**).

Seki H., Yamaguchi Y., Ichimura S., “Turnover rate of dissolved organic materials in a coastal region of Japan at summer stagnation period of 1974”, *Arch. Hydrobiol.*, 75, 297-305 (**1975**).

Sharp J.H., "Excretion of organic matter by marine phytoplankton: Do healthy cells do it?", *Limnology and oceanography*, Volume 22, N° 3, 381-399 (**1977**).

Sharpley A.N. y Rekolainen S., "Phosphorus in agriculture and its environmental implications", In: Tunney, H., Carton, O.T., Brookes, P.C., Johnston, A.E. (Eds.), *Phosphorus Loss from Soil to Water*, CABI, New York, NY, 1-54 (**1997**).

Shchepetkin A.F. y McWilliams J.C., "Regional Ocean Model System: a split-explicit ocean model with a free-surface and topography-following vertical coordinate", *Ocean Modelling* 9, 347-404 (**2005**).

Sheng Y.P., "Evolution of a three-dimensional curvilinear-grid hydrodynamic model for estuaries, lakes and coastal waters: CH3D", *Proc. of the 1st International Conference in Estuarine and coastal modeling*, M.L. Spaulding (ed.), ASCE, New York, 40-49 (**1990**).

Shin J., *Marine Botany*, The Monterey Bay Aquarium Research Institute, California (**1999**).

SIEC, Soluciones Integrales de Ingeniería Civil, "Estudio hidráulico y ambiental de los alivios del saneamiento de Trengandín y Helgueras", IH Cantabria - Instituto de Hidráulica Ambiental - Universidad de Cantabria, Abril (**2011**).

Sigel A. y Sigel H., "Manganese and its role in biological processes", Marcel Dekker, New York (**2000**).

Silvério P., "O Processo de Regulamentação do Uso de Fósforo em detergente em Pó no Brasil. En: Eutrofização na América do Sul: causas, consequências e tecnologias para gerenciamento e control", J. Galizia Tundisi, T. Matsumura Tundisi y C. Sidagis Galli (eds.), São Carlos, SP, Brasil. p. 507-520 (**2006**).

Smith D.W., Warwick Member J.J., Fritsen C.H., “Modeling Nutrient Dynamics and Benthic Algal Relationships on the South Fork Humboldt River, NV”, World Environmental and Water Resources Congress 2011: Bearing Knowledge for Sustainability **(2011)**.

Song Y.T. y Haidvogel D.B., “A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system”, *Journal of Computational Physics*, 115, 228-244 **(1994)**.

Sourisseau S., Bassères A., Périé F., Caquet T., “Calibration, validation and sensitivity analysis of an ecosystem model applied to artificial streams”, *Water Research*, 42, 1167-1181 **(2008)**.

Spillman C.M., Imberger J., Hamilton D.P., Hipsey M.R., Romero J.R., “Modelling the effects of Po River discharge, internal nutrient cycling and hydrodynamics on biogeochemistry of the Northern Adriatic Sea”, *Journal of Marine Systems*, 68, 167-200 **(2007)**.

Stauber C.L., Tobiasson J.E., Sojkowski B., Ahlfeld D.P., “Two-Dimensional Modeling of Contaminant Spills to a Drinking Water Supply Reservoir”, World Environmental and Water Resources Congress, 3784- 3792 **(2010)**.

Steele J.H., “Environmental control of photosynthesis in the sea. *Limnology and Oceanography*”, 7(2), 137-150 **(1962)**.

Sterner R.W., “Herbivores’ direct and indirect effects on algal populations”, *Science* 231, 605-607 **(1986)**.

Stockner J.G., “Lake fertilization: The enrichment cycle and lake sockeye salmon (*Oncorhynchus nerka*) production”, In *Sockeye salmon (Oncorhynchus nerka) population biology and future management*, *Can. Spcc. Publ. Fish. Aquat. Sci.*, 96, 198-215 **(1987)**.

Streeter H.W. y Phelps E.B., “A study of the pollution and natural purification of the Ohio River”, In: Public Health Bull, 146, U.S. Public Health Service, Washington DC (**1925**).

Strzepek R.F. y Harrison P.J., “Photosynthetic architecture differs in coastal and oceanic diatoms. Nature, 431, 689-692 (**2004**).

Stumm W. y Morgan J.J., “Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters”, 3rd Edition, Wiley, New York (**1993**).

Stumm W. y Morgan J.J., “Aquatic Chemistry: an Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters”, Wiley-Interscience, Toronto (**1981**).

Sugimoto R., Kasai A., Miyajima T., Fujita K., “Modeling phytoplankton production in Ise Bay, Japan: Use of nitrogen isotopes to identify dissolved inorganic nitrogen sources”, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 86, 450-466 (**2010**).

Suh S.W., Kim J.H., Hwang I.T., Lee H.K., “Water quality simulation on an artificial estuarine lake Shiwhaho, Korea”, Journal of Marine Systems, 45, 143-158 (**2004**).

Sunda W. y Huntsman S.A., “Iron uptake and growth limitation in oceanic and coastal phytoplankton”, Marine Chemistry, 50, 189-206 (**1995**).

Sung W. y Morgan J.J., “Oxidative removal of Mn(II) from solution catalysed by the gamma-FeOOH (Lepidocrocite) surface”, Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, 2377-2383 (**1981**).

T

Taboada J.J., Ruíz-Villarreal M., Gómez-Gesteira M., Montero P., Santos A.P., Pérez-Villar V., Prego R., “Estudio del transporte en la Ría de Pontevedra (NOEspaña) mediante un modelo 3D: Resultados Preliminares”, Estudios de

Biogeoquímica na zona costeira ibérica, Eds. A.Da Costa, C. Vale and R. Prego, Servicio de Publicaciones da Universidade de Aveiro (**2000**).

Taboada J.J., “Aplicación de modelos numéricos al estudio de la hidrodinámica y del flujo de partículas en el Mar Mediterráneo (Application of numerical models for the study of hydro-dynamics and particle fluxes in the Mediterranean Sea)”, Ph. D. Dissertation, Universidad de Santiago de Compostela, España (**1999**).

Taboada J.J., Prego R., Ruiz-Villarreal M., Montero P., Gómez-Gesteira M., Santos A., Pérez-Villar V., “Evaluation of the seasonal variations in the residual patterns in the Ría de Vigo (NWSpain) by means of a 3D baroclinic model”, *Estuarine Coastal and Shelf Science* 47, 661-670 (**1998**).

Tebo B.M., Clement B.G. y Dick G.J., “Biotransformations of manganese”, In: Hurst C.J., Crawford R.L., Garland J.L., Lipson D.A., Mills A.L., Stetzenbach L.D. (eds), *Manual of Environmental Microbiology* (3rd Edition), ASM Press, Washington, DC, 1223-1238 (**2007**).

Tebo B.M., Johnson H.A., McCarthy J.K., Templeton A.S., “Geomicrobiology of manganese(II) oxidation”, *Trends in Microbiology*, 13, 421-428 (**2005**).

Tebo B.M., “Manganese(II) Oxidation in the Suboxic Zone of the Black-Sea”, *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 38, S883-S905 (**1991**).

Technical University of Lisbon, “Water Quality Manual”, Instituto Superior Técnico, Version 1.0, September (**2006**).

Tetra Tech, Inc., “The Environmental Fluid Dynamics Code Theory and Computation”, Volume 3: Water Quality Module, June (**2007**).

Tetra Tech. Inc., “Methodology for evaluation of multiple power plant cooling system effects, Volume V. Methodology application to prototype-

Cayuga Lake”, Electric Power Research Institute, Report EPRI EA-1111 (1980).

Tett P., “Eutrophication in aquatic ecosystem management”, Edinburgh, School of Life Sciences, Napier University (2003).

Thamdrup B., “Bacterial manganese and iron reduction in aquatic sediments”, In: *Advances in Microbial Ecology*, Vol. 16, Kluwer Academic / Plenum Publ, New York, 41-84 (2000).

Thingstad T.F., “Utilization of N, P, and organic C by heterotrophic bacteria. I Outline of a chemostat theory with a consistent concept of ‘maintenance’ metabolism”, *Marine Ecology Progress Series*, 35 (1-2), 99-109 (1987).

Thomann R. V. y Mueller J. A., “Principles of surface water quality modeling and control”, Harper Collins Publishers, Inc. New York (1987).

Thomann R.V. y Fitzpatrick J.J., “Calibration and verification of a model of the Potomac Estuary”, Final Report to D.C. Dept. of Environmental Services, Washington, D.C. (1982).

Thomann R.V., Winfield R.P., Segna J.J., “Verification Analysis of Lake Ontario and Rochester Embayment Three Dimensional Eutrophication Models”, U.S. Environmental Protection Agency, Grosse Ile, MI, EPA-600/3-79-094 (1979).

Thomann R.V., Winfield R.P., Di Toro D.M., O'Connor D.J., “Mathematical Modeling of Phytoplankton in Lake Ontario, 2. Simulations Using LAKE 1 Model”, U.S. Environmental Protection Agency, Grosse Ile, MI, EPA-600/3-76-065 (1976).

Thomann R.V., “Mathematical Modeling of Phytoplankton in Lake Ontario, 1. Model Development and Verification”, U.S. Environmental Protection Agency, Corvallis, OR. EPA-600/3-75-005 (1975).

Tingfeng W., Liancong L., Boqiang Q., Guangbai C., Zuoming Y., Zhiming Y., “A vertically integrated eutrophication model and its application to a river-style reservoir - Fuchunjiang, China”, *Journal of Environmental Sciences*, 21, 319-327 (2009).

Tkalich P. y Sundarambal P., “Eutrophication Modeling for Singapore Waters”, *Singapore Maritime y Port Journal*, 122-136 (2003).

Tkalich P., Pang W.C., Sundarambal P., “Hydrodynamics and Eutrophication Modelling for Singapore Straits. Proceedings: The seventh workshop on ocean models for the APEC Region (WOM-7)”, 30 September - 2 October 2002, Singapore, 5, 1-9 (2002).

Trancoso A.R., Braunschweig F., Leitão P.C., Obermann M., Neves R., “An advanced modelling tool for simulating complex river systems”, *Science of the Total Environment*, 407, 3004-3016 (2009).

Travers M., Shin Y.J., Jennings S., Machu E., Huggett J.A., Field J.G., Cury P.M., “Two-way coupling versus one-way forcing of plankton and fish models to predict ecosystem changes in the Benguela”, *Ecological Modelling*, 220, 3089-3099 (2009).

Trolle D., Hamilton D.P., Pilditch C.A., Duggan I.C., Jeppesen E., “Predicting the effects of climate change on trophic status of three morphologically varying lakes: Implications for lake restoration and management”, *Environmental Modelling y Software*, 26, 354-370 (2011).

V

Vanni M.J., “Nutrient cycling by animals in freshwater ecosystems”, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 33, 341-370 (2002).

Vertessy R., O'loughlin E., Beverly E., Butt T., “Australian experiences with the CSIRO TOPOG model in land and water resources management”,

Proceedings of UNESCO International Symposium on Water Resources Planning in a Changing World, Karlsruhe, Germany, 135-144 (**1994**).

Viaroli P., Bartoli M., Azzoni R., Giordani G., Mucchino C., Naldi M., Nizzoli D., Tajé L., “Nutrient and iron limitation to *Ulva* blooms in a eutrophic coastal lagoon (Sacca di Goro, Italy)”, *Hydrobiologia*, Volume 550, 1, 57-71, DOI: 10.1007/s10750-005-4363-3 (**2005**).

Villarreal M.R., Montero P., Prego R., Taboada J.J., Leitao P., Gómez-Gesteira M., De Castro M., Pérez-Villar V., “Water Circulation in the Ria de Pontevedra under estuarine conditions using a 3d hydrodynamical model”, submitted to *Est. Coast. and Shelf Sc.* (**2000**).

Vivoni E.R., Ivanov V.Y., Bras R.L., Entekhabi D., “Generation of Triangulated Irregular Networks based on Hydrological Similarity”, *Journal of Hydrologic Engineering*, 9, 4, 288-302 (**2004**).

Vollenweider R.A., “Advances in defining critical loading levels for phosphorus in lake eutrophication”, *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, 33, 53-83 (**1976**).

Von Langen P.J., Johnson K.S., Coale K.H., Elrod V.A., “Oxidation kinetics of manganese (II) in seawater at nanomolar concentrations AGU/OSLO Ocean Sciences Meeting”, Pergamon-Elsevier Science Ltd, San Diego, Ca, 4945-4954 (**1996**).

W

Walsh J.J., Dieterle D.A., Muller-Karger F.E., Bohrer R., Bissett W.P., Varela R.J., Aparicio R., Diaz R., Thunell R., Taylor G.T., Scranton M.I., Fanning K.A., Peltzer E.T., “Simulation of Carbon-Nitrogen Cycling During Spring Upwelling in the Cariaco Basin”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, NO. C4, 7807-7825, April 15 (**1999**).

Walsh J.J. y Dieterle D.A., "CO₂ cycling in the coastal ocean. I - A numerical analysis of the southeastern Bering Sea with applications to the Chukchi Sea and the northern Gulf of Mexico", *Progress in Oceanography*, 34, 335-392 (**1994**).

Warner J.C., Sherwood C.R., Signell R.P., Harris C.K., Arango H.G., "Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model", *Computers y Geosciences*, 34, 1284-1306 (**2008**).

Warner J.C., Sherwood C.R., Arango H.G., Signell R.P., "Performance of four turbulence closure methods implemented using a generic length scale method", *Ocean Modelling*, 8, 81-113 (**2005a**).

Warner J.C., Geyer W.R., Lerczak J.A., "Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment", *J. Geophys. Res.*, 110, C05001, doi:10.1029/2004JC002691 (**2005b**).

Watanabe M., "Modeling of the eutrophication process in lakes and reservoirs", Cambridge, Massachusetts, USA (**sin año**).

Wen Y.H. y Peters R.H., "Empirical models of phosphorus and nitrogen excretion rates by zooplankton", *Limnol. Oceanogr.*, 39, 1669-1679 (**1994**).

Wheeler P.A. y Kirchman D.L., "Utilization of inorganic and organic nitrogen by bacteria in marine systems", *Limnology and Oceanography*, 31(5), 998-1109 (**1986**).

Williams N.T., "Modeling dissolved oxygen in Lake Powell using CE-QUAL-W2", Tesina de Master, Department of Civil and Environmental Engineering, Brigham Young University (**2007**).

Wilkin J.L. y Lanerolle L., “Ocean Forecast and Analysis Models for Coastal Observatories”, *Ocean Weather Forecasting, An Integrated View of Oceanography*, Springer, 577p., ISBN: 978-1-4020-3981-2 (**2005**).

Wool T.A., Ambrose R.B., Martin J.L., Comer E.A., “Water quality analysis simulation program (WASP)”, US Environmental Protection Agency, Atlanta, GA, 652 (**2001**).

X

Xia M., Craig P.M., Wallen C.M., Stoddard A., Mandrup-Poulsen J., Peng M., Schaeffer B., Liu Z., “Numerical Simulation of Salinity and Dissolved Oxygen at Perdido Bay and Adjacent Coastal Ocean”, *Journal of Coastal Research*, 27(1), 73-86 (**2011**).

Y

Yeates P.S. y Imberger J., “Pseudo two-dimensional simulations of internal and boundary fluxes in stratified lakes and reservoirs”, *Intl. J. Riv. Basin Mngmt.*, 1, 297-319 (**2004**).

Z

Zhang Y., “Water quality prediction for recreational use of Kranji Reservoir, Singapore”, *Tesina de Máster, Massachusettes Institue of Technology*, Julio (**2011**).

Zhang H., Culver D.A., Boegman L., “A two-dimensional ecological model of Lake Erie: Application to estimate dreissenid impacts on large lake plankton populations”, *ecological modeling*, 214, 219-241 (**2008**).

Zhao H., Li Q., Yue X., Tao J., “Ecohydrodynamic Modelling of Dissolved Organic Carbon Cycle”, 978-1-4244-2902-8/09, IEEE (**2009**).

Zheng L., Chen C., Zhang F.Y., “Development of water quality model in the Satilla River Estuary, Georgia”, *Ecological Modelling*, 178, 457-482 (**2004**).

Zison S.W., Mills W.B., Diemer D., Chen C.W., “Rates, constantes and kinetic formulations in surface water quality modeling”, Tetra Tech. Inc., USEPA, ORD, Athens, GA, ERL, EPA, 600-3-78-105, 317 (**1978**).