

PhD Dissertation

# Characterization of suspended sediments in the Guadalquivir estuary at modeled scale

Miriam Carpintero García

Supervisors:

María José Polo Gómez

Agustín Millares Valenzuela



TITULO: *Characterization of suspended sediments in the Guadalquivir estuary at modeled scale*

AUTOR: *Miriam Carpintero García*

---

© Edita: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Córdoba. 2015  
Campus de Rabanales  
Ctra. Nacional IV, Km. 396 A  
14071 Córdoba

[www.uco.es/publicaciones](http://www.uco.es/publicaciones)  
[publicaciones@uco.es](mailto:publicaciones@uco.es)

---



UNIVERSITY OF CORDOBA  
FLUVIAL DYNAMICS AND HYDROLOGY RESEARCH GROUP  
ANDALUSIAN INSTITUTE FOR EARTH SYSTEM RESEARCH

PhD Dissertation

# **CHARACTERIZATION OF SUSPENDED SEDIMENTS IN THE GUADALQUIVIR ESTUARY AT MODELED SCALE**



PhD Student: Miriam Carpintero García  
Supervisors: María José Polo Gómez  
Agustín Millares Valenzuela

Córdoba, April 2015



A mis padres y abuela





**TÍTULO DE LA TESIS:** Caracterización de sólidos en suspensión en el estuario del Guadalquivir a escala de modelado

**DOCTORANDO/A:** Miriam Carpintero García

**INFORME RAZONADO DEL/DE LOS DIRECTOR/ES DE LA TESIS**

(se hará mención a la evolución y desarrollo de la tesis, así como a trabajos y publicaciones derivados de la misma).

María José Polo Gómez y Agustín Millares Valenzuela, profesora del Departamento de Agronomía de la Universidad de Córdoba e Investigador contratado del IISTA-UGR, como directores de la tesis doctoral del alumno del programa de doctorado “Dinámica de flujos biogeoquímicos y su aplicación” Miriam Carpintero García.

INFORMAN,

Que la doctoranda ha cubierto los objetivos propuestos en la tesis habiendo abordado el análisis de la influencia de los sólidos en suspensión en la densidad y viscosidad para el dominio trivariado salinidad-concentración de sólidos en suspensión-temperatura propia de estuarios y otras aguas de transición. Además, ha incorporado la integración de sensores remotos en el estudio de la turbidez en estos entornos con elevada concentración de sólidos en suspensión. Ha combinado distintas metodologías que permite obtener series temporales de mapas de distribución de sólidos en suspensión y turbidez.

Ha realizado una estancia Internacional en la Faculty of Geo-Information Science and Earth observation (ITC) en la Universidad de Twente, por periodo de tres meses. Se ha realizado la difusión de estos resultados en cuatro congresos internacionales indexados y uno nacional, lo que avala la calidad del trabajo realizado.

Por todo ello, se autoriza la presentación de la tesis doctoral.

Córdoba, 6 de Abril de 2015

Firma del/de los director/es

Fdo.: María José Polo Gómez

Fdo.: Agustín Millares Valenzuela





# Índice general

Índice general .....	i
Índice de figuras .....	v
Índice de tablas .....	ix
Lista de símbolos .....	xiii
Acrónimos .....	xvii
Resumen .....	xix
Summary.....	xxi
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1. Antecedentes.....	1
1.2. El estuario del Guadalquivir .....	3
1.2.1. Situación.....	3
1.2.2. Problemática.....	4
1.2.3. Sólidos en suspensión .....	7
1.3. Principales variables de estado descriptoras de las aguas salinas hiperconcentradas en sólidos en suspensión .....	8
1.4. Objetivos.....	10
1.5. Estructura de la tesis .....	11
Capítulo 2: Densidad-viscosidad cinemática en aguas salinas con niveles altos de sólidos en suspensión: curvas experimentales para el Estuario del Guadalquivir.....	13
2.1. Introducción .....	13
2.2. Metodología empleada.....	15
2.2.1. Descripción del área de estudio.....	15
2.2.2. Análisis de la información disponible.....	16
2.2.3. Caracterización de los sedimentos recogidos en el río Guadalquivir y en el estuario .....	16
2.2.3.1. Recogida de las muestras, secado y tamizado .....	16
2.2.3.2. Determinación de materia orgánica.....	17
2.2.3.3. Distribución del tamaño de partícula.....	18
2.2.3.4. Difracción de Rayos X (DRX): análisis mineralógico de las arcillas ...	19
2.2.3.5. Determinación de la densidad del sedimento .....	20
2.2.4. Medidas de concentración de sólidos en suspensión (SPM) y turbidez en muestras de agua de estuario.....	20

2.2.4.1. Recogida de muestras y medidas in situ .....	20
2.2.4.2. Determinación en laboratorio de SPM y turbidez de las muestras .....	21
2.2.5. Diseño experimental: densidad y viscosidad cinemática .....	21
2.2.6. Expresiones teóricas para la estimación de densidad y viscosidad cinemática .....	23
2.2.6.1. Densidad del agua salina .....	23
2.2.6.2. Viscosidad cinemática del agua salina .....	25
2.2.6.3. Densidad de la mezcla agua-sales-sedimentos .....	25
2.2.6.4. Viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales-sedimentos .....	26
2.3. Resultados y discusión .....	27
2.3.1. Relación concentración SPM–turbidez y concentración SPM-absorbancia .	27
2.3.2. Densidad y viscosidad cinemática medida en laboratorio .....	29
2.3.3. Densidad mezcla agua-sales estimada con las expresiones teóricas .....	33
2.3.4. Viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales estimada con las expresiones teóricas .....	35
2.3.5. Densidad mezcla agua-sales-sedimentos estimados con la expresión teórica .....	36
2.3.6. Viscosidad cinemática estimada de la mezcla agua-sales-sedimentos.....	39
2.4. Conclusiones .....	40
Chapter 3: Simultaneous atmospheric correction and quantification of suspended particulate matter in the Guadalquivir estuary (Spain) from Landsat images .....	43
3.1. Introduction.....	44
3.2. Material and methods.....	45
3.2.1. Study area .....	45
3.2.2. Available turbidity data .....	46
3.2.3. Landsat –ETM data .....	47
3.2.4. Methodology .....	47
3.2.4.1. Delineation of surface water features .....	47
3.2.4.2. Atmospheric correction .....	48
3.2.4.3. Deriving water inherent optical properties (IOP) .....	52
3.3. Results and discussion .....	54
3.3.1. Atmospheric correction .....	54
3. 4. Conclusions.....	64
Chapter 4: Estimation of turbidity along the Guadalquivir estuary using Landsat TM and ETM+ images .....	67

4.1. Introduction.....	68
4.2. Methodology .....	69
4.2.1. Study area.....	69
4.2.2. Available data.....	70
4.2.3. Satellite image data and pre-processing .....	71
4.2.4. Validation of reflectance values associated to each CTD .....	71
4.2.5. Description of existing turbidity algorithms .....	72
4.2.6. Analysis of turbidity trend from in situ algorithms.....	72
4.3. Results.....	73
4.3.1. Variability of reflectance values .....	73
4.3.2. Correlation analysis of turbidity and band-3 reflectance .....	75
4.3.3. Turbidity estimation using Bustamante et al.'s algorithm .....	77
4.3.4. Turbidity analysis for each image .....	79
4.4. Discussion.....	81
4.5. Conclusions.....	85
Capítulo 5: Conclusiones y futuras líneas de trabajo .....	89
Conclusiones generales.....	89
Futuras líneas de trabajo .....	90
Chapter 5: Conclusions and future research lines .....	93
General conclusions .....	93
Future research lines .....	94
ANEJOS .....	94
ANEJO A: Caracterización de los sedimentos recogidos en el río Guadalquivir y en el estuario. ....	99
A.1. Determinación de materia orgánica .....	99
A.1.1. Pérdida por ignición .....	99
A.1.2. Método de Walkley y Black (1934) .....	100
A.2. Análisis de la distribución del tamaño de partícula .....	100
A.2.1. Método del hidrómetro de Bouyoucos .....	100
A.2.2. Método de difracción láser .....	102
A.3. Difracción de Rayos X (DRX).....	103
A.4. Determinación de la densidad del sedimento.....	107
Anejo B. Medidas de concentración de sólidos en suspensión y turbidez en muestras del estuario y del río a su paso por Córdoba.....	109

B.1. Descripción y localización de los puntos de muestreo.....	109
B.2. Recogida de muestras y medidas in situ .....	111
B.3. Análisis en laboratorio de las muestras .....	112
B.3.1. Determinación de concentración de SPM .....	112
B.3.2. Medidas de turbidez.....	112
Anejo C: Análisis de frecuencias de concentración de sólidos en suspensión (SSC), conductividad eléctrica (CE) y temperatura .....	115
C.1. Localización de las estaciones .....	115
C.2. Concentración de sólidos en suspensión (SSC) .....	116
C.2. Conductividad eléctrica (CE).....	118
C.3. Temperatura .....	120
Anejo D . Análisis del lecho.....	123
Anejo E. Evolución de los niveles de sólidos en suspensión a lo largo del río Guadalquivir .....	127
Anejo F. Pre-procesamiento de las imágenes de satélite Landsat-7.....	133
F.1. Calibración radiométrica .....	134
F.2. Conversión de radiancia a reflectancia en la exosfera.....	135
F.3. Corrección atmosférica.....	136
REFERENCIAS .....	139

## Índice de figuras

Figura 1.1. Localización del estuario del Guadalquivir. ....	3
Figura 2.2. Usos del suelo de la cuenca asociada al estuario del Guadalquivir en el año 1956 y 2007. ....	5
Figura 1.3. Caudal y precipitación registrados en la presa de Alcalá del Río para el periodo comprendido entre septiembre 2004 y mayo 2011. ....	6
Figura 1.4. Pluma en la desembocadura del estuario del Guadalquivir a través de la imagen MeERIS tomada por la Agencia Espacial Europea en diciembre 2009 y enero 2010, antes y después de la descarga desde la presa. ....	8
Figure 2.1. Localización del estuario del Guadalquivir. ....	15
Figura 2.2. Espectros de difracción de rayos X de las muestras de sedimentos recogidas en Córdoba (izquierda) y en Alcalá del Río (derecha). ....	19
Figura 2.3. Relación entre SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ) y turbidez (NTU) en laboratorio de las muestras patrón. ....	27
Figura 2.4. Relación entre concentración SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ) y las muestras patrón. ....	28
Figure 2.5. Densidad medida promedio de las mezclas agua-sales-sedimentos a $12^{\circ}\text{C}$ , $19^{\circ}\text{C}$ , $25^{\circ}\text{C}$ y $30^{\circ}\text{C}$ , y concentraciones de sedimentos de $1.5 \text{ g l}^{-1}$ , $3 \text{ g l}^{-1}$ y $4.5 \text{ g l}^{-1}$ . ..	30
Figura 2.6.a) Diagrama de cajas del incremento de la densidad en tanto por ciento en función del incremento en la concentración de sólidos. b) Diagrama de cajas del incremento de la densidad en tanto por ciento por disminución de $1^{\circ}\text{C}$ en la temperatura en función de la concentración de sólidos. ....	31
Figure 2.7 Curvas trivariadas que relacionan la densidad-temperatura-salinidad ( $\text{g kg}^{-1}$ ) a las concentraciones de sedimentos de $1.5 \text{ g l}^{-1}$ , $3 \text{ g l}^{-1}$ y $4.5 \text{ g l}^{-1}$ . ....	32
Figure 2.8. Viscosidad cinemática medida promedia de las mezclas agua-sales a $12$ , $19$ , $25$ y $30^{\circ}\text{C}$ . ....	33
Figure 2.9. Densidad medida de las mezclas agua-sales sin sedimentos versus la densidad estimada a $12^{\circ}\text{C}$ , $19^{\circ}\text{C}$ , $25^{\circ}\text{C}$ y $30^{\circ}\text{C}$ . a) expresión teórica EOS-80. b) expresión teórica TEOS-10. ....	34
Figure 2.10. Curvas de frecuencia acumulada relativa de la diferencia de densidad entre las densidades de la mezcla agua-sales estimadas por la expresión teórica EOS-80 y TEOS-10 a $12^{\circ}\text{C}$ , $19^{\circ}\text{C}$ , $25^{\circ}\text{C}$ y $30^{\circ}\text{C}$ . ....	35
Figure 2.11. Viscosidad cinemática medida de las mezclas agua-sales sin sedimentos versus la viscosidad cinemática estimada a $12^{\circ}\text{C}$ , $19^{\circ}\text{C}$ , $25^{\circ}\text{C}$ y $30^{\circ}\text{C}$ . ....	36
Figura 2.12. Densidad medida de las mezclas agua-sales –sedimentos con concentraciones de sólidos de $1.5$ , $3$ y $4.5 \text{ g l}^{-1}$ a $12$ , $19$ , $25$ y $30^{\circ}\text{C}$ versus a densidad estimada con la expresión teórica sin corregir la salinidad. ....	37

Figure 2.13 Viscosidad cinemática estimada de las mezclas agua-sales-sedimentos con SPM de 1.5, 3 y 4.5 g l <sup>-1</sup> a 12, 19, 25 y 30°C a las distintas salinidades. ....	39
Figure 3.1. Location of the Guadalquivir River estuary (left) and CTD buoys network along the channel (right). ....	46
Figure 3.2. Flowchart of the obtaining of water leaving reflectance values from Landsat ETM images at the study site. ....	52
Figure 3.3. Rayleigh corrected reflectances at 837 nm(band 4) and 1635 nm(band 5) on all days studied, and R <sup>2</sup> values associated to the fitted mean value of $\epsilon_{(4,5)}$ . ....	56
Figure 3.4. Aerosol reflectance along the Guadalquivir estuary on a) November 23 2008 (left) ;b) August 25,2010 (right). ....	57
Figure 3.5. SPM backscattering (m-1) along the Guadalquivir estuary at 837 nm on a) November 23rd 2008; b) August 25th, 2010. ....	58
Figure 3.6 .Derived $b_{b(SPM)}$ at 837nm on all the days studied using (a) a single mean value of $\epsilon_{c(4,5)}$ ; (b) two values of $\epsilon_{c(4,5)}$ . ....	59
Figure 3.7. Derived $b_{b(SPM)}$ at 837nm along the Guadalquivir estuary on all the days studied. ....	60
Figure 3.8.(a) Measured versus estimated SPM concentration on six days using a single mean value of $\epsilon_{(4,5)}$ ; (b) measured versus estimated SPM concentration on four days using two mean values of $\epsilon_{(4,5)}$ . ....	61
Figure 3.9. Estimated SPM concentrations along the Guadalquivir estuary on all the days studied. ....	63
Figure 4. 1. Location of Guadalquivir River estuary and CTD buoys installed in the estuary. ....	70
Figure 4.2. Water leaving reflectance for different wavelengths at the CTDs locations for every image in the study period. ....	74
Figure 4.3. Relationship between average measured turbidity (NTU) and average B3 reflectance for each image-date during the study period. ....	76
Figure 4.4. Relation between average measured turbidity (NTU) and average B3 deviation for the study. ....	77
Figure 4.5 .Relation between log (measured turbidity) and log (turbidity estimated using Bustamante et al. algorithm) for the study period. ....	78
Figure 4.6. Relationship between log (measured turbidity) and log (turbidity estimated by the specific expressions for each day). ....	80
Figure 4.7. Relationship between average measured turbidity and average estimated turbidity by the specific expressions for each day. ....	82
Figure 4.8. Relationship between average measured turbidity and error deviation obtained by the specific expressions for each day. ....	82

Figure 4.9. Relation between band 3 reflectance and turbidity for the subsample of dates meeting reflectance applicable range in the area.....	83
Figure 4.10. Spatial distribution of turbidity estimated with the corresponding expression for a) November 23 <sup>rd</sup> 2008; b) August 25 <sup>th</sup> , 2010.....	84
Figure 4.11. Longitudinal distribution of turbidity along the estuary axis for the eight studied images (estimated with the global expression proposed in Fig. 4.9).....	85
Figura A.1. Representación gráfica de la respuesta de los filosilicatos a los diferentes tratamientos. Fuente: Whitting y Allardice (1986).....	106
Figura B.1. Localización de los puntos de muestreo a) en el estuario; b) en el río Guadalquivir a su paso por Córdoba. ....	110
Figura B.2. Puntos de recogida de las muestras y toma de datos el día 18 de Diciembre 2012 en a) Bonanza, b) Trebujena y c) Coria del Río. ....	110
Figura B.3. Punto de recogida de las muestras en el río Guadalquivir a la altura del puente de Andalucía el día 8 de noviembre 2012.....	111
Figura C.1. Localización de los puntos de muestreo de la a) red de embarcaciones de la Junta de Andalucía y red Integral de Calidad de Aguas(ICA); b) Red de CTDs.....	115
Figura C.2.Frecuencias relativas acumuladas de la SSC(mg l <sup>-1</sup> ) medidas por la red de La Junta de Andalucía en el periodo comprendido entre diciembre 2006 y septiembre 2014 junto con el percentil 90. ....	117
Figura C.3.Frecuencias relativas acumuladas de la SSC(mg l <sup>-1</sup> ) medidas por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90. ....	118
Figura C.4.Frecuencias relativas acumuladas de la CE (µS cm <sup>-1</sup> ) medidas por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90. ....	119
Figura C.5.Frecuencias relativas acumuladas de la CE(µS cm <sup>-1</sup> ) medidas por la Red de CTDs para el periodo abril 2008-noviembre 2011, junto con el percentil 90. ....	120
Figura C.6.Frecuencias relativas acumuladas de temperatura (°C) registrada en los puntos de control por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90. ....	121
Figura C.7.Frecuencias relativas acumuladas de temperatura (°C) registrada en los puntos de control de la Red de CTDs en el periodo abril 2008 – noviembre 2011, junto con el percentil 90. ....	121
Figura D.1. Representación del porcentaje medio de gruesos ,arenas y finos en los puntos de muestreo en función de la distancia de estos al mar (Km).....	125
Figura D.2.D50 medio (mm) en los puntos de muestreo en función de la distancia de estos al mar (Km). ....	125
Figura D.3. Sección (m <sup>2</sup> ) del estuario en función de la distancia de estos al mar (Km). ....	126



Figura D.4. a) Elevación (m) ,b) Pendiente(S) en $m\ m^{-1}$ del estuario en función de la distancia de estos al mar(Km). .....	126
Figura E.1. Distribución de los usos del suelo en la cuenca del Guadalquivir a) en el año 1956; b) en 2007. ....	127
Figura E.2. a) Puntos de control a lo largo del río Guadalquivir y superficie de olivar; b) cuencas vertientes aguas arriba junto sus puntos de desagüe y área cubierta de olivar. ....	128
Figura E.3. Relación entre el caudal ( $m^3\ s^{-1}$ ) y la carga de sólidos en suspensión ( $mg\ s^{-1}$ ) en cuatro puntos a lo largo del río Guadalquivir .....	130
Figura F.1. Efecto de la atmósfera en la radiación que mide el sensor. ....	137

## Índice de tablas

Tabla 2.1. Porcentaje de carbono orgánico de las muestras de sedimento de Córdoba y Alcalá del Río. ....	17
Tabla 2.3. Porcentaje de carbono orgánico de las muestras de sedimento de Córdoba, Alcalá del Río y del estuario.....	17
Tabla 2.4. Análisis textural de las muestras de sedimento. ....	18
Tabla 2.5. Análisis textural usando el analizador de tamaños de partícula mediante difracción láser de los sedimentos procedentes del secado de las muestras de agua recogidas en el estuario.....	19
Tabla 2.6. Composición mineralógica de las arcillas presentes en las muestras de sedimento.....	19
Tabla 2.7. Cantidad de calcita y cuarzo en los sedimentos. ....	20
Tabla 2.8. Densidad media de las cuatro submuestras de sedimento recogidas en Córdoba y Alcalá del Río con materia orgánica y sin ella (método de ignición).....	20
Tabla 2.9. Concentración mássica de sales de las muestras preparadas en laboratorio para las concentraciones de sólidos de 0, 1.5, 3 y 4.5 g l <sup>-1</sup> .....	22
Tabla 2.10. SPM (mg l <sup>-1</sup> ) medida, error absoluto (EA), error absoluto normalizado (EA*) de los valores de SPM obtenidos por la relación empírica para las muestras recogidas en el estuario en las distintas fechas.....	28
Tabla 2.11. Valores de RMSE en m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> de la viscosidad estimada con la expresión teórica con respecto a la densidad medida en laboratorio a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C. 36	
Tabla 2.11. Valores de RMSE en kg m <sup>-3</sup> de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos, a partir de la densidad de la disolución salina sin corregir para la salinidad real, y la densidad de la mezclas agua-sales-sedimentos medida en laboratorio a concentración de sólidos de 1.5 g l <sup>-1</sup> , 3g l <sup>-1</sup> y 4.5 g l <sup>-1</sup> y a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C... 38	
Tabla 2.12 .Valores de RMSE en kg m <sup>-3</sup> de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales sedimentos, usando la densidad de la disolución salina medida en laboratorio y corregida para la salinidad real, y la densidad de la mezclas agua-sales-sedimentos medida en laboratorio a concentración de sólidos de 1.5 g l <sup>-1</sup> , 3g l <sup>-1</sup> y 4.5 g l <sup>-1</sup> y a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C. ....	38
Tabla 2.13. Valores de RMSE en kg m <sup>-3</sup> de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos usando la densidad de la disolución salina sin corregir para la salinidad real y la densidad de la disolución salina medida en laboratorio y corregida para la salinidad real, a concentración de sólidos de 1.5 g l <sup>-1</sup> , 3g l <sup>-1</sup> y 4.5 g l <sup>-1</sup> y a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C. ....	38
Table 3.1. Maximum, minimum and mean values of $\rho_w$ at 837 nm (band 4) using the standard approach by Gordon and Wang (1994).....	54

Table 3.2. Maximum, minimum and mean values of $\rho_w$ at 837 nm (band 4) and at 1625nm (band 5) for turbid waters. ....	55
Table 3.3. Values of aerosol ratio for all de image, $\varepsilon_{m(4,5)}$ , for turbid water $\varepsilon_{t(4,5)}$ , and for clear water $\varepsilon_{c(4,5)}$ on all dates studied.....	57
Table 3.4. Values of $R^2$ and RMSE obtained using a single mean value of $\varepsilon_{(4,5)}$ and two value of $\varepsilon_{(4,5)}$ for six of the dates studied. ....	62
Table 4.1.Mean, minimum and maximum standard deviation of the 3×3 pixel cell for the study period. ....	73
Table 4.2. Pearson’s correlation coefficient values (r) between turbidity and reflectance corrected for band 3, together with average (mean), minimum (min) and maximum (max) turbidity values in NTU. ....	75
Table 4. 3.Values of $R^2$ ,equation of the line of fit and RMSE between x-log (measured turbidity) and y-log (turbidity estimated using Bustamante et al. (2009)’s algorithm for each day).....	78
Table 4.4.Optimized parameters in Eq. 4.2 for each date, and accuracy of the fit.....	79
Table 4.5. Values of mean absolute error (MAE), maximum absolute error, minimum absolute error, error deviation, root mean square error (RMSE) between measured turbidity and estimated turbidity, $R^2$ , equation of the line of fit and RMSE between log (turbidity estimated by the specific expressions for each day) and log (measured turbidity).....	81
Table 4.6 .Optimized parameters in Eq. 4.2 for four dates, accuracy of the fit and RMSE between measured turbidity and estimated turbidity estimated by the specific expressions. ....	82
Tabla A.2. Diagnóstico de la difracción máxima de rayos X obtenida a partir de los planos 001 varios filosilicatos comunes. Fuente: Whitting y Allardice (1986). ....	104
Tabla A.3. Difracción máxima de rayos X obtenida a partir de planos binarios (001), alternando regularmente filosilicatos. Whitting y Allardice (1986).....	105
Tabla B.1. Media de las medidas junto con la desviación estándar ( $\sigma$ , entre paréntesis) de conductividad eléctrica ( $\text{mS cm}^{-1}$ ), pH y temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Bonanza, Trebujena y Coria del Río para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra. ....	112
Tabla B.2. SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ), turbidez (NTU) y absorbancia medidas en laboratorio de las muestras de agua recogidas en Bonanza, Trebujena y Coria del Río para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra. ....	114
Tabla B.3. SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) obtenida en laboratorio de las muestras de agua recogidas en el río Guadalquivir a su paso por Córdoba para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra.....	114
Tabla C.1.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía. ....	115

Tabla C.2.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red de CTDs. ....	116
Tabla C.3.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red Integral de Calidad de Aguas (ICA). .....	116
Tabla C.4.Percentiles de los registros de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía para el periodo 21/04/08 - 31/12/14.....	117
Tabla C.5.Percentiles de los registros de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red integral de calidad de aguas para el periodo 01/10/81 - 01/04/13. ....	118
Tabla C.6.Percentiles de los registros de conductividad eléctrica ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía para el periodo 21/04/08 - 31/12/14.....	119
Tabla C.7. Percentiles de los registros de CE ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) en los puntos de control por la Red de CTDs para el periodo abril 2008-noviembre 2011.....	120
Tabla C.8.Percentiles de los de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) registrada en los puntos de control por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013. ....	121
Tabla C.9.Percentiles de los de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) registrada en los puntos de control de la Red de CTDs en el periodo abril 2008 – noviembre 2011. ....	122
Tabla D.1.Localizacion y número de muestras recogidas en cada estación donde se realizó el análisis del material del lecho. ....	123
Tabla D.2.Porcentaje de arena, gruesos y finos,d50, textura y humedad de las muestras de lecho en los puntos de estudio .....	123
Tabla E.1 . Área de la cuenca ocupada por cada uso y porcentaje de cambio en el periodo 1956-2007.....	128
Tabla E.2. Cuartiles de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en cuatro puntos de control a lo largo del Guadalquivir .....	129
Tabla E.3. Cuartiles de carga de sólidos en suspensión ( $\text{Tn día}^{-1}$ ) en los cuatro puntos de control a lo largo del Guadalquivir .....	129
Tabla E.4. Caudal medio diario ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ), área (ha) y superficie ocupada(%) por olivar en las cuencas Guadalbullón y Alcalá de Guadaira . ....	130
Tabla E.5. Cuartiles de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de desagüe de las cuencas de Guadalbullón y Alcalá de Guadaira .....	131
Tabla E.6. Cuartiles de carga de sólidos en suspensión ( $\text{Tn día}^{-1}$ ) en los puntos de desagüe de las cuencas de Guadalbullón y Alcalá de Guadaira .....	131
Tabla F.1. Características de Landsat-7 (NASA, 2013).....	133
Tabla F.2. Coeficientes de calibración de Landsat-7 (Chander et al., 2009).....	135



## Lista de símbolos

$a(\lambda)$	Absorption coefficient
$a_w^\lambda$	Pure water absorption coefficient
$\alpha_{(s,l)}$	Ratio of water-leaving reflectance at two NIR bands: s (short) and l (long) wavelengths
$b(\lambda)$	Scattering coefficient
$b_b(\lambda)$	Backscattering coefficient
$b_{b(SP)}(\lambda)$	Backscattering coefficient of suspended particulate matter
$b_{b(SP)}^*(\lambda)$	Specific backscattering coefficient of suspended particulate matter
$B_{rescale}$	Factor de sesgo, específico de cada banda
$C$	Concentración de fracción de suelo
$C_{ll}$	Correlation between Rayleigh corrected reflectance of long bands
$C_s$	Concentración de HMF
$C_{sl}$	Correlation between Rayleigh corrected reflectance of short and long bands
$C_{ss}$	Correlation between Rayleigh corrected reflectance of short bands
$C_M$	Concentración máscica del sedimento
$C_0$	Concentración inicial de fracción de suelo
$C_{SPM}$	Concentration of suspended particulate matter
$d$	Distancia Tierra-Sol
$d_m$	Tamaño de partícula
$ds$	Diámetro de partículas
$ESUN_\lambda$	Irradiancia solar media exoatmosférica
$E_0$	Radiancia solar en el techo de la atmósfera
$\varepsilon_{(s,l)}$	Ratio of aerosol reflectance at two NIR bands: s (short) and l (long) wavelegths
$\eta$	Observation cosine
$\eta_0$	Sun zenith cosine
$\eta_n$	Normal of the facet cosine
$\Phi$	Satellite azimuth angle
$\Phi_0$	Sun azimuth angle
$g$	Aceleración de la gravedad
$G_{rescale}$	Factor de ganancia, específico de cada banda
$\gamma_m$	Peso específico de la mezcla fluida

$\gamma_s$	Peso específico de la partícula de sedimento
$h'$	Profundidad del hidrómetro
$k$	coeficiente vertical de atenuación de la luz
$k(\lambda)$	Ozone absorption coefficient
$L_\lambda$	Radiancia medida por el sensor
$LMAX_\lambda$	Radiancia medida por el sensor que se escala a $Q_{calmax}$
$LMIN_\lambda$	Radiancia medida por el sensor que se escala a $Q_{calmin}$
$\lambda$	Wavelength
$\mu$	Viscosidad dinámica
$\mu_{sw}$	Viscosidad dinámica del agua del mar
$\mu_w$	Viscosidad dinámica del agua
$\mu^\circ$	Viscosidad dinámica del agua a una temperatura $t$
$\nu$	Viscosidad cinemática
$\nu_B$	Viscosidad cinemática de la suspensión
$p$	peso del suelo después de la ignición
$p_i$	peso del suelo inicial
$p_r$	Rayleigh scattering phase function
$P$	Porcentaje de suelo
$P(0)$	Standard atmospheric pressure at sea level
$P(z)$	Atmospheric pressure at altitude $z$
$\psi$	Light scattering angle
$Q$	Ratio between upwelling radiance and irradiance
$Q_b$	Valor del pixel bruto almacenado por el sensor
$Q_{cal}$	Valor del pixel calibrado
$Q_{calmax}$	Valor máximo del píxel calibrado correspondiente a $LMAX_\lambda$
$Q_{calmin}$	Valor mínimo del píxel calibrado correspondiente a $LMIN_\lambda$
$r$	Pearson correlation coefficient
$R$	Lectura sin corregir de la muestra
$R_L$	Lectura del blanco
$R^2$	Determination coefficient
$Re_*$	Número de Reynolds de corte
$Re_{*c}$	Número de Reynolds de corte crítico
$R_h$	Radio hidráulico
$\rho_a^\lambda$	Aerosol reflectance
$\rho_c^\lambda$	Rayleigh corrected reflectance

$\rho_{af}^{\lambda}$	Diffuse surface reflectance
$\rho_{ar}^{\lambda}$	Direct surface reflectance
$\rho_r^{\lambda}$	Rayleigh reflectance
$\rho_{ra}^{\lambda}$	Reflectance from the interaction between air molecules and aerosol
$\rho_{sfc}^{\lambda}$	Sea-surface reflectance
$\rho_t^{\lambda}$	Total reflectance
$\rho_w^{\lambda}$	Water-leaving reflectance
$\rho_{GREEN}$	Green band reflectance
$\rho_{NIR}$	NIR band reflectance
$\rho_{SWIR}$	Shortwave-infrared band reflectance
$\rho$	Densidad de agua
$\rho_{sw}$	Densidad de una mezcla salina
$\rho_w$	Densidad del agua pura
$\rho_B$	Densidad de la suspensión
$\rho_s$	Densidad del sedimento
$\rho_{\lambda}$	Reflectancia en la exosfera o parte alta de la atmósfera
$\rho_g$	Reflectividad real de la superficie
$\rho_{ad}$	Reflectividad de la atmósfera para el flujo descendente
$\rho_a$	Reflectividad de la atmósfera
$\rho^{\circ}$	Densidad del agua a una temperatura t
$S$	Salinidad absoluta
$S_p$	Salinidad práctica
$S_0$	Pendiente del lecho
$t$	Temperatura
$t_{oz}$	Ozone atmospheric transmittance
$T_{max}$	Maximum turbidity value
$T_{mean}$	Average turbidity value
$T_{min}$	Minimum turbidity value
$T_g^{\lambda}$	Gaseous transmittance
$T_O^{\lambda}$	Transmittance from the sun to the target
$T_v^{\lambda}$	Diffuse transmittance from water to sensor
$\tau_a$	Transmisividad atmosférica para el flujo ascendente
$\tau_d$	Transmisividad atmosférica para el flujo descendente
$\tau_r$	Rayleigh optical thickness



$\tau_*$	Esfuerzo de corte adimensional
$\tau_{*c}$	Esfuerzo de corte crítico
$\tau_0$	Esfuerzo de corte en el fondo
$u_*$	Velocidad de corte
$U$	Ozone total column content
$X$	Diámetro medio de las partículas en suspensión
$z$	Altitude
$\theta$	Satellite viewing zenith angle
$\theta_0$	Sun zenith angle
$\theta_n$	Normal of the facet
$\theta_r$	Zenith angle of reflected light
$\theta_t$	Zenith angle of transmitted light

## Acrónimos

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
ASTM	American Society of Testing Materials
AOP	Apparent Optical Properties
CE	Conductividad Eléctrica
CT	Conservative Temperature
CTD	Conductivity, turbidity and depth
DBO	Demanda Biológica de Oxígeno
DN	Digital Number
DMA	Directiva Marco del Agua
DOM	Dissolved Organic Matter
DRX	Difracción de Rayos X
EA	Absolute Error
EA*	Normalized Absolute Error
Envisat	Environmental Satellite
EO	Earth Observation
EOS-80	International Equation of State-1980
ETM	Estuarine Turbidity Maximum
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FLAASH	Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes
GAM	Generalized Additive Model
GSW	Gibbs Seawater
IAPSW	International Association for the Properties of Seawater and Stream
ICA	Integral de Calidad de Aguas
IUGG	International Union of Geodesy
IOC	International Oceanographic Commission
IOP	Inherent Optical Properties
JJAA	Red de embarcaciones de la Junta de Andalucía
LIC	Lugar de Interés Comunitario
MAE	Mean Absolute Error
MERIS	Moderate-Resolution Imaging Spectrometer
MIR	Mid infrared wavelength
MNDWI	Modified Normalized Difference Water Index

MO	Materia Orgánica
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSS	Landsat Multispectral Scanner
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDWI	Normalized Difference Water Index
NIR	Near-Infrared wavelength
NTU	Nephelometric Turbidity Units
PSS-98	Practical Salinity Scale-1998
RMSE	Root Mean Square Error
RIA	Agroclimatic Information Network of Andalusia
SAIH	Servicio de Alerta e Información Hidrológica
SeaWiFS	Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SIOPs	Specific Inherent Optical Properties
SLC	Scan Line Corrector
SPM	Suspended Particulate Matter
SSC	Suspended Solid Concentration
SWIR	Shortwave-infrared wavelength
TEOS-10	International Thermodynamic Equation of Seawater-2010
TM	Thematic Mapper
TOA	Top of Atmosphere
USDA	United States Department of Agriculture
USGS	United States Geological Survey
ZEPA	Zona de Especial Protección para las Aves

## Resumen

Los estuarios son complejas zonas de transición e intercambios de agua, energía, sólidos en suspensión y nutrientes, con variaciones estacionales y espaciales de la materia suspendida (SPM), materia orgánica (MO) y salinidad a lo largo del mismo asociadas a ciclos de marea y descargas fluviales, especialmente en régimen de avenidas. Las características morfológicas de estas áreas de transición (semi-confinamiento, escaso calado, bajos regímenes de velocidad) unidas a que son tramos finales de los ríos, favorece la presencia de elevadas concentraciones de sólidos en suspensión de naturaleza fina o muy fina, que han superado las barreras de regulación aguas arriba, y que inducen una mayor capacidad de suspensión y resuspensión. La presencia de eventos de elevada concentración de sólidos en suspensión, afecta a las propiedades físicas del agua: densidad, viscosidad cinemática y transparencia del agua, su turbidez, generando daños ecológicos y económicos, que pueden persistir durante días o semanas y la convierte en motivo de estudio y seguimiento.

Las redes de control de calidad de agua superficial miden su turbidez; no obstante, no siempre existen puntos de control con la suficiente densidad en la red y, sobre todo, alta frecuencia de registro, para poder analizar los efectos transitorios de los múltiples procesos que coexisten en un estuario. En ese sentido, las medidas de reflectancia proporcionada por sensores remotos añaden información de la cual derivar medidas indirectas de turbidez y, con ello, estimar concentraciones de sólidos en suspensión a lo largo de la masa de agua. En las últimas décadas, su uso se ha convertido en una herramienta rápida y de bajo coste, que permite obtener mapas de distribución espacial de la concentración de sólidos en suspensión y turbidez, con la resolución temporal de los sensores empleados.

Este trabajo aborda el análisis de los efectos de los sólidos en suspensión en aguas hiperconcentradas a ambas escalas del modelado: global, con fines de seguimiento y calibrado de modelos a escala de estuario, y de detalle, con fines de corrección de variables de estado significativas de la mezcla agua-sales-sedimentos en la columna de agua característica del estuario del Guadalquivir. Este estuario es un claro ejemplo de un sistema muy regulado en el que han disminuido los caudales aportados al mismo y que ha sufrido importantes cambios de uso en la cuenca vertiente.

El estudio de la influencia de los sólidos en suspensión en las mezclas agua-sales-sedimentos con la temperatura permite cuantificar los cambios que estos factores implican en las variables físicas de densidad y viscosidad cinemática. Dichas modificaciones condicionan los procesos de advección- difusión en la masa de agua, así como la dinámica del transporte de sólidos afectando a su sedimentación y resuspensión. La obtención de curvas trivariadas densidad-salinidad-temperatura para distintas concentraciones de sólidos en suspensión, permite obtener valores de densidad en masas

de agua características de entornos estuarinos, similares a las condiciones del estuario del Guadalquivir.

El uso de datos de reflectancia de las masas de agua a partir de imágenes Landsat ETM+ en el estuario, tanto por el empleo de un método semianalítico (Gordon *et al.*, 1988b) como por aproximaciones empíricas, tanto desarrolladas previamente en áreas próximas con condiciones similares, como expresiones locales calibradas y desarrolladas para las características particulares del estuario, permite obtener series temporales de mapas de evolución concentración de sólidos en suspensión y turbidez con las ventajas y limitaciones de cada método. Estos mapas servirán para alimentar modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos.

## Summary

Estuaries are complex areas of transition and exchanges of water, energy, suspended solids and nutrients. There are seasonal and spatial variations in suspended matter (SPM), organic matter (MO) and salinity throughout them, which are associated with tidal cycles and fluvial discharges, especially under flood regimes. The morphological characteristics of these transition areas (semi-confinement, small depth, low velocity regimes) as well as being final stretches of rivers, favours the presence of high suspended solid concentrations of a fine or very fine nature. The latter have passed through the regulation barriers upstream, which has induced a greater suspension and resuspension capacity. The presence of these suspended solid events affects the physical properties of the water: density, kinematic viscosity and water transparency, its turbidity, thus generating ecological and economic damage, which may persist for days or weeks and converts them into a reason for study and monitoring.

The quality control networks of surface water measure its turbidity although there are not always control points with a sufficient density in the network and, especially, a recording frequency to enable the analysis of the transitory effects of the multiple processes which co-exist in an estuary. In this sense, the reflectance measurements supplied by remote sensors add information from which indirect measurements of turbidity can be derived and, thus, concentrations of suspended solids throughout the mass of water can be estimated. In the last few decades, their employment has become a fast and low-cost tool, which permits the obtaining of maps of the spatial distribution of suspended solid concentrations and turbidity, with the temporal resolution of the sensors used.

This work deals with the analysis of the effects of suspended solids in hyperconcentrated water at both scales of the modelling: global, with monitoring and model calibration objectives at an estuary scale; and detailed, with the purpose of correcting variables of the significant state of the water-salts-sediments mix in the column of water which is characteristic of the Guadalquivir estuary. This is a clear example of a highly regulated system, in which the discharges supplied to it have diminished, and which has undergone important use changes in its catchment.

Studying the influence of the suspended solids on the water-salts-sediments mixes with the temperature permits one to quantify the changes implied by these factors in the physical variables of density and kinematic viscosity. Those modification condition the advection-diffusion processes in the water mass, as well as the dynamics of the transport of solids affecting its sedimentation and resuspension. The obtaining of tri-variate curves of density-salinity-temperature for different suspended solids permits the finding out of density values in characteristic water masses in estuarine environments similar to the Guadalquivir estuary conditions.

The employment of reflectance data of water masses from Landsat ETM+ images in the estuary, both for the use of a semi-analytical method (Gordon et al., 1988b) and for empirical approximations, both developed previously in nearby areas with similar conditions, and local expressions calibrated and developed for the particular characteristics of the estuary, permit the procuring of a temporal series of suspended solids concentration and turbidity evolution maps with the advantages and limitations of each method. These maps will serve to feed hydrodynamic and sediment transport models.

## Capítulo 1: Introducción

### 1.1. Antecedentes

Los estuarios son sistemas de transición entre el mar y el río y destacan por ser unas de las zonas costeras más importantes para el intercambio de agua, energía, sedimentos y nutrientes. Esta zona intermareal concentra, en términos relativos, grandes cantidades de sólidos y las mayores producciones de nutrientes (Roman *et al.*, 2001), convirtiéndolas en zonas de gran interés para el hábitat animal, tanto marino como de otras especies que encuentran en éste las condiciones idóneas para la obtención de su alimento, así como para el desarrollo de actividades humanas. Esto se debe, fundamentalmente, a la confluencia de una serie de factores tales como su escasa profundidad, bajos regímenes de velocidad, su semi-confinamiento, la mezcla de agua dulce y salada, y la circulación constante de las aguas impulsadas por la energía mareal (Dyer, 2000). Las dimensiones y la geometría de estos recintos ejercen una influencia determinante, ya que condicionan sus características dinámicas y provocan cambios en el régimen de la onda de marea en su interior.

Los estuarios son sistemas dinámicos complejos que están continuamente evolucionando, variando su forma para adaptarse a los cambios en el flujo del río y a los patrones climáticos, y variando la fase y amplitud de las señales de entrada, afectando la distribución espacio-temporal de salinidad, temperatura, sólidos en suspensión y nutrientes (Dyer, 2000). Por tanto, la dinámica en el estuario es una interacción continua de procesos fluviales, litorales y atmosféricos, a diferentes escalas temporales, cuyo equilibrio se ve profundamente afectado por la regulación fluvial aguas arriba y por los usos socioeconómicos del agua del estuario y de las cuencas vertientes al mismo, tales como agricultura, pesca, marisqueo, turismo y acuicultura. Entre otros efectos, la regulación reduce significativamente los aportes de sedimentos de tamaño medio o grande, que quedan retenidos en las presas aguas arriba, predominando la fracción fina o muy fina en los sedimentos del estuario; esto, a pesar de los procesos de floculación inducidos por la salinidad de dichas aguas, induce una mayor capacidad de suspensión y resuspensión y puede generar eventos de elevada concentración de sólidos en suspensión en el agua que generan daños ecológicos y económicos que pueden persistir durante días o semanas, según las condiciones imperantes.

En este sentido, el estuario del Guadalquivir en el suroeste de España, es un claro ejemplo de estas situaciones puesto que, en las últimas décadas, ha experimentado una gran reducción de las descargas fluviales debido a la gran regulación aguas arriba (8800 hm<sup>3</sup> en el año 2010), cambios de usos, etc.

Los niveles de sólidos en suspensión afectan a la transparencia del agua, es decir, a su turbidez; de ahí que se utilice esta variable como un estimador de la concentración de sólidos en suspensión, si bien es preciso calibrar su relación mutua localmente, ya que en la turbidez inciden además otras condiciones. A lo largo del estuario, se localizan zonas de alta concentración de sólidos en suspensión que se denominan zonas de



turbidez máxima y que se localizan en las áreas límite de la intrusión salina donde el flujo mareal se reduce significativamente y se encuentran los sedimentos procedentes del mar y el río. En un estuario se pueden encontrar una o dos zonas donde se producen máximos de turbidez, que se desplazan aguas arriba o abajo en el estuario de forma cíclica, siguiendo la marea y las descargas fluviales. Habitualmente las redes de control de calidad de agua superficial miden su turbidez; no obstante, no siempre existen puntos de control con la suficiente densidad en la red y, sobre todo, alta frecuencia de registro, para poder analizar los efectos transitorios de los múltiples procesos que coexisten en un estuario (Contreras y Polo, 2012). En ese sentido, las medidas de reflectancia proporcionadas por sensores remotos añaden información de la cual derivar medidas indirectas de turbidez y, con ello, estimar concentraciones de sólidos en suspensión a lo largo de la masa de agua. No obstante, efectos de escala e idoneidad de la resolución espacial de cada sensor hace que no siempre tengamos imágenes adecuadas. Además, la calibración de dichas relaciones depende de la disponibilidad de información de superficie de calidad, no siempre disponible. En entornos costeros y condiciones de mar abierto existen numerosos trabajos en este sentido, algunos en la zona de estudio (Prieto *et al.*, 2009; Navarro *et al.*, 2011; Caballero *et al.*, 2012; 2014), no siendo tan abundantes en aguas de transición (Díaz-Delgado *et al.*, 2006; Bustamante *et al.*, 2009).

El modelado hidrodinámico de un estuario es, pues, un paso imprescindible para analizar la dinámica de sólidos en suspensión, dinámica morfológica, procesos de transporte y transferencia de nutrientes o contaminantes, entre otros. A escala global, la calibración de los modelos de transporte de sedimentos requiere series de turbidez local en un número suficiente de puntos a lo largo del estuario; a escala de detalle, los gradientes de salinidad y de sólidos en suspensión, y su variabilidad temporal, hacen que la mezcla agua salada-sedimentos presente múltiples variaciones con respecto a una columna de agua “limpia”, o su equivalente como mezcla agua-sales o mezcla agua-sedimentos por separado. En particular, la densidad de esta mezcla trifásica de sales y sedimentos en el agua de estuario varía con respecto a las correspondientes mezclas de sólo dos fases, valores con los que habitualmente se trabaja en los modelos aplicados a estos sistemas.

Este trabajo aborda el análisis de los efectos de los sólidos en suspensión en aguas hiperconcentradas a ambas escalas del modelado: global, con fines de seguimiento y calibrado de modelos a escala de estuario, y de detalle, con fines de corrección de variables de estado significativas de la mezcla agua-sales-sedimentos en la columna de agua. El estudio se ha desarrollado en el estuario del río Guadalquivir y, para ello, se ha realizado trabajo de laboratorio teórico y práctico con aguas de estuario, y análisis de la información de sensores remotos para obtener series de mapas de turbidez a lo largo del estuario.

## 1.2. El estuario del Guadalquivir

### 1.2.1. Situación

El estuario del río Guadalquivir, localizado en el Sureste de España, se extiende a lo largo de 110 km de longitud, desde su cabecera en la presa de Alcalá de Río hasta su desembocadura en Sanlúcar de Barrameda, ocupando un área de 9500 km<sup>2</sup>. Se trata de un estuario bien mezclado o poco estratificado según la clasificación Pritchard (1952) en condiciones normales de avenida, cuando la onda de marea es superior al flujo de agua dulce, y presenta un marcado gradiente longitudinal de salinidad (Minguito *et al.*, 2011). De relleno inverso y convergente, con una anchura que varía de los 200 m en cabecera hasta los 800 en su desembocadura y una profundidad media de 7.1 m (que se mantiene con dragados periódicos), varía de hipo sincrónico en el tramo bajo a hipersincrónico aguas arriba (Dyer, 1997).

Se enmarca dentro de un clima Mediterráneo caracterizado por temperaturas templado-cálidas y precipitaciones que se concentran en los meses de invierno, con máximos de noviembre a marzo, seguidos de periodos sin precipitaciones. Sin embargo, su posición abierta al Atlántico, hace que penetren las borrascas oceánicas de componente oeste, siendo la precipitación media de 530 mm para el periodo 1981-2010.

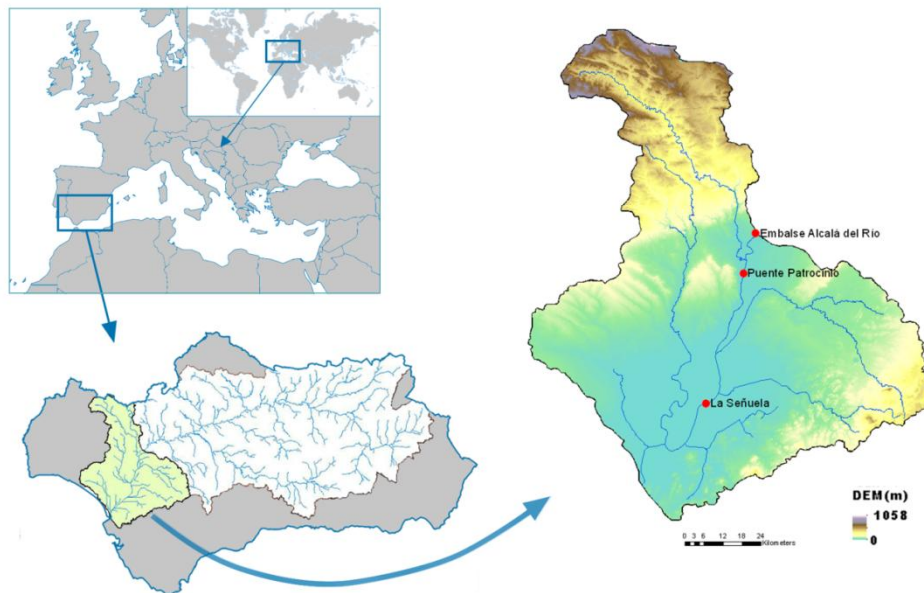


Figura 1.1. Localización del estuario del Guadalquivir.

La marcada variabilidad intra e interanual de las precipitaciones junto con la no coincidencia temporal de éstas y las demandas, ha dado lugar a la construcción de una

intensa red de embalses en los 47500 km<sup>2</sup> de superficie de la cuenca aguas arriba del estuario, con una capacidad de almacenaje de 8800 hm<sup>3</sup> en 2010 (Contreras y Polo, 2012). Esta red de embalses finaliza aguas abajo, con la presa de Alcalá del Río, el punto de cierre del estuario. Esta presa, construida en 1930, juega un importante papel en la dinámica del estuario puesto que bloquea la propagación de la onda de marea (Álvarez *et al.*, 2001) y controla los aportes de caudal y carga al mismo, teniendo gran influencia en los procesos de transporte de sólidos aguas abajo. Existen otros aportes de agua dulce, regulados por embalse o en régimen natural, que descargan directamente aguas abajo de la presa, pero son varios órdenes de magnitud inferiores a los aportes desde la misma. Los caudales de agua dulce son más o menos continuos con un valor del orden de 10 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> el 85% de año (Díez-Minguito *et al.*, 2012a), con incrementos que normalmente son un orden de magnitud superior (100 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) asociados tanto a eventos de precipitación en pulsos de descarga con unos o varios días de retraso, como a descargas para satisfacer la demanda del arrozal y el control de la intrusión salina en periodos de riego. En episodios extremos de precipitación se pueden alcanzar valores de varios órdenes de magnitud superior (1000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) (Contreras, 2012).

A escala mareal, en el estuario se distinguen dos zonas de turbidez máxima (ETM) (Díez-Minguito *et al.*, 2011), donde las corrientes de fondo residuales convergen y suspenden los sedimentos y sustancias asociadas. Una de ellas, aguas abajo del estuario, asociada al incremento de la capacidad de resuspensión debido a la circulación transversal en las zonas con pequeña curvatura; y otra, aguas arriba del estuario, donde la intrusión salina y la onda de marea es nula. Estas zonas de máxima turbidez se desplazan aguas arriba y abajo del estuario en función de la dinámica mareal y la magnitud de las descargas fluviales.

El estuario tiene un especial interés socio-económico y ambiental puesto que coexisten zonas de cultivos de arrozal, una intensa actividad pesquera en el Golfo de Cádiz y Lugares de Interés Comunitario (Directiva 92/43/CEE) como son el propio estuario (LIC ES6150019), el Parque Nacional de Doñana (ES0000024) y una Zona de Especial Protección para las Aves, el brazo del Este (ZEPA ES0000272). Estas singularidades hacen que su conservación tenga una enorme trascendencia socio-ambiental.

### **1.2.2. Problemática**

La mayoría de la superficie de la cuenca del Guadalquivir es de uso fundamentalmente agrícola y en los últimos 50 años ha sufrido incrementos de la superficie de regadío del 223% (Carpintero *et al.*, 2013), unido al cambio de usos agrícolas que potencian la pérdida de suelo con predominio de cultivos anuales como los herbáceos (14000 km<sup>2</sup>) y olivos (13000 km<sup>2</sup>), que dejan el suelo desnudo gran parte del año y que, además, aportan grandes cantidades de nutrientes de origen agrícola. El crecimiento urbano y de las zonas industriales, de aproximadamente el 123% (Carpintero *et al.*, 2013), ha modificado también la demanda y aporta grandes cantidades de sedimentos y sustancias asociadas a los residuos urbanos e industriales. Por otro lado, las áreas de marisma se

han reducido un 55% y se ha incrementado la superficie de arrozal en un 454%, lo que disminuye el caudal del bajo estuario.

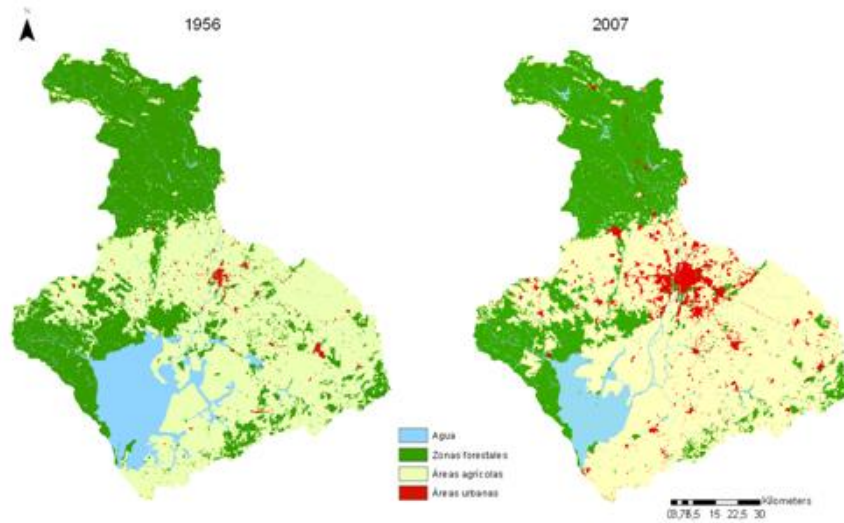


Figura 2.2. Usos del suelo de la cuenca asociada al estuario del Guadalquivir en el año 1956 y 2007.

Estos cambios en la cuenca han conllevado cambios en la demanda y han supuesto la modificación del régimen hidrológico con la construcción de embalses, canales y acequias cuya superficie se ha incrementado en un 185% con respecto a los datos históricos de 1956 (Junta de Andalucía, 1956) alcanzando los 8000 hm<sup>3</sup> en 2010. Además, los usos del suelo en la cuenca determinan la naturaleza y, en gran medida, los niveles habituales de concentración de sedimentos.

La red de embalses existente aguas arriba del estuario retiene los sedimentos, variando sus tiempos de residencia en la red, y modifica la evolución temporal del régimen de caudal en los cauces que se traduce en modificación del régimen de descargas en la presa, que supone el 80% de los aportes al estuario. Esto ha conllevado a una disminución de los aportes de agua dulce desde la presa de Alcalá del Río en torno al 64% en las década de los 80-2010 con respecto a los años 50 (Contreras, 2012). Esta disminución en el régimen de descargas supone un dominio de la dinámica mareal que presenta naturaleza semidiurna y amplitud variante con la ocurrencia de mareas vivas y muertas, aproximadamente cada 14.5 días, con máximos de éstas dos veces al año coincidiendo con los equinoccios. Este dominio de la dinámica mareal sobre el régimen fluvial favorece la intrusión de la cuña salina aguas arriba del estuario, alcanzando 70 km en verano y retrocediendo hasta los 40 km en otoño e invierno, asociado al incremento de las descargas.

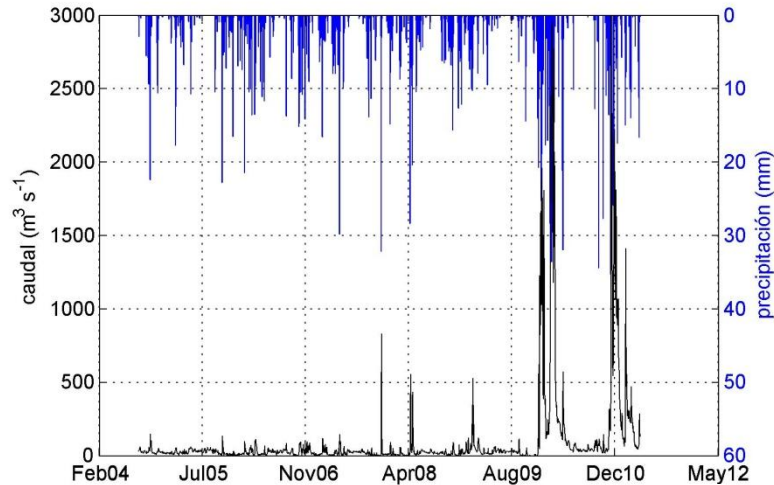


Figura 1.3. Caudal y precipitación registrados en la presa de Alcalá del Río para el periodo comprendido entre septiembre 2004 y mayo 2011.

Las grandes descargas desde la presa asociadas a la precipitación junto con la onda de marea hacen que se generen episodios de elevada concentración de sólidos, que se acentúan con las condiciones meteorológicas que impiden la salida de la pluma. Estos episodios de elevada concentración de sólidos en suspensión y salinidad en el estuario, disminuyen la calidad del agua, causando episodios de anoxia grave, que generan condiciones de hipercapnia e, incluso, toxicidad por proliferación de cianobacterias (Costas, 2013); a esto se suman los efectos sobre el desarrollo de actividades en las zonas circundantes, como dificultades en el riego del cultivo del arrozal y deterioro de las instalaciones destinadas a la acuicultura, dificultades para la navegación y necesidades de dragado periódico para proteger las llanuras de inundación, entre otros. Los mayores episodios recientes de alta concentración de sólidos en suspensión durante tiempo prolongado sucedieron en noviembre de 2007 y se prolongaron hasta junio de 2008, y pusieron de manifiesto la necesidad del estudio de la dinámica del estuario como paso previo a cualquier proyecto de modificación del mismo, su régimen fluvial o los usos asociados. En 2010 se presentó el Informe “Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir”. A partir de los resultados se identificó el estado actual de la dinámica estuarina y sus amenazas desde el punto de vista ecológico, y se plantearon las fortalezas y las debilidades de la información y las herramientas disponibles para la gestión sostenible del estuario.

### 1.2.3. Sólidos en suspensión

Los sólidos en suspensión presentes en el estuario tienen tres procedencias diferentes:

- a) Las cuencas vertientes aguas arriba, mayoritariamente de uso agrícola, asociadas a las descargas fluviales. Los cambios de uso comentados anteriormente, con predominio de suelos desnudos durante gran parte del año, junto con las fuertes pendientes de la cuenca del Guadalquivir, favorecen los procesos de erosión (Zuazo *et al.*, 2011) que se acentúan con episodios de lluvias intensas tras largos periodos de sequía, alcanzando un gran volumen de sedimentos el cauce del río.
- b) La plataforma exterior y litoral, por medio de la dinámica mareal que introduce dichos sedimentos procedentes tanto de la erosión de la zona exterior como por transporte hacia el interior de los sólidos en suspensión previamente exportados por el estuario.
- c) El lecho y los márgenes del estuario asociados a la superación de umbrales de inicio del movimiento que producen erosión y resuspensión de los sedimentos.

La cantidad y la naturaleza de los sólidos en suspensión del estuario está ligada al crecimiento de la presión de las actividades humanas en la cuenca (Kondolf, 2001), siendo en su mayoría de naturaleza fina, puesto que son los que han circulado a través de la red y han superado todos los obstáculos.

La circulación de los sólidos a lo largo del estuario se produce a diferentes escalas temporales asociadas a la dinámica mareal y a las descargas fluviales. En el tiempo, la concentración de sólidos evoluciona, al igual que la salinidad, con el ciclo mareal semidiurno (M2) y responde a las mareas vivas y muertas (M4), descargas fluviales y a la ocurrencia de tormentas.

Las grandes descargas desde la presa asociadas a intensas lluvias junto con la onda de marea provocan que los sólidos, no solo los acarreados por la marea y el río, sino los del lecho y las márgenes, sufran procesos de resuspensión provocando mayores valores de concentración de sólidos en suspensión. Por otro lado, la disminución de la densidad del agua en el tramo medio debido a la entrada de agua dulce, ocasiona una disminución de la velocidad de sedimentación de las partículas favoreciendo la permanencia de las partículas en suspensión. Finalmente, el incremento en la estratificación del agua, aguas abajo de la intrusión salina, aumenta la eficiencia de atrape de las partículas con mayor velocidad de sedimentación, permaneciendo las partículas en suspensión (Geyer *et al.*, 1998).

El mantenimiento de episodios de altas concentraciones de sólidos en suspensión (Figura 1.4) se puede ver acentuado por las condiciones oceanográficas fuera del estuario, principalmente por el incremento de la capacidad de puesta en suspensión, de

la forma de la pluma y de la dinámica del oleaje y del viento, ya que vientos de dirección SE evitan la salida de los sedimentos hacia el mar produciendo un “taponamiento” de la descarga (Caballero, 2014).

10/12/2009

27/12/2009

08/01/2010



Figura 1.4. Pluma en la desembocadura del estuario del Guadalquivir a través de la imagen MeERIS tomada por la Agencia Espacial Europea en diciembre 2009 y enero 2010, antes y después de la descarga desde la presa.

Los altos valores de concentración de sólidos encontrados en el estuario lo convierten en uno de los estuarios más turbios del mundo, superado por el río Ganges. La concentración de sólidos de  $600 \text{ mg l}^{-1}$  según Ruíz *et al.* (2010) triplica los valores encontrados en el Amazonas, de  $200 \text{ mg l}^{-1}$  y duplica la del Danubio ( $326 \text{ mg l}^{-1}$ ) y la de otros estuarios con caudales muy superiores.

### 1.3. Principales variables de estado descriptoras de las aguas salinas hiperconcentradas en sólidos en suspensión

La densidad y la viscosidad cinemática son dos propiedades físicas que caracterizan un fluido. Sus valores condicionan los procesos de advección-difusión en la masa de agua, así como la dinámica del transporte de sólidos, afectando a su sedimentación y resuspensión.

La interacción de la dinámica mareal y las descargas fluviales favorecen, en el caso de estuarios con estados próximos a la mezcla completa de la columna de agua, la creación de un gradiente longitudinal de densidad y viscosidad cinemática asociado a las diferencias de salinidad y de temperatura de las masas de agua.

Por su parte, los sólidos en suspensión contribuyen a estas diferencias puesto que, además de modificarse la masa de la mezcla agua salina-sedimentos y, por tanto, su densidad y viscosidad cinemática, disminuye la penetrabilidad de los rayos de sol, alterando su temperatura, entre otros efectos. Los incrementos de temperatura aumentan



la distancia entre las moléculas, disminuyendo las fuerzas viscosas, lo que implica una disminución de la densidad y viscosidad cinemática del fluido.

Además, los sólidos en suspensión, favorecidos por las condiciones salinas que aumentan la cohesividad de los mismos y fomentan las colisiones entre las partículas, formando agregados de pequeñas partículas, generalmente arcilla y limo. Estos agregados de mayor tamaño, que normalmente dominan los procesos de transporte de los mismos (Phillips and Walling, 1995, Droppo *et al.*, 1997; Droppo, 2001), presentan menores valores de densidad y mayores velocidades de sedimentación que modifican la densidad y viscosidad del fluido. Sin embargo, a altas concentraciones de sedimentos, la velocidad de sedimentación se reduce (Richardson y Zaki, 1954, Chanson, 1999), pudiendo alcanzar esta disminución el 10% con respecto a las aguas claras (Baldock *et al.*, 2004), generando una distribución más uniforme del sedimento en la vertical. Según Sleath (1999), esta velocidad de sedimentación a estas altas concentraciones es un factor importante que controla la compactación de los sedimentos de lecho y, en consecuencia, su movilidad.

Existen diversas formulaciones que permiten calcular la variación de densidad y viscosidad de una mezcla agua-sedimentos (i) o agua-sales (ii) a partir de los valores iniciales del agua pura a las mismas condiciones de trabajo, con base física o empírica, si bien no se incluye una corrección de la salinidad en la mezcla agua salada-sedimentos para utilizar (ii) como valor inicial en las expresiones (i). En el caso de aguas de estuario con elevados niveles de sólidos en suspensión, la desviación de los valores de densidad o viscosidad así estimados con respecto a los reales puede ser significativa.

Por otra parte, como ya se ha mencionado, la presencia de altas concentración de sólidos en suspensión reduce la transparencia del agua, generando turbidez. La turbidez es una propiedad óptica que se mide en Unidades Nefelométricas de Turbidez (NTU) y que está ligada a la pérdida de intensidad de luz en el agua por la presencia de componentes como clorofila, sólidos en suspensión y materia orgánica disuelta. Junto con la salinidad, la turbidez es un indicador de referencia de la calidad del agua.

Según Ruíz *et al.* (2010), la concentración de sólidos en suspensión en las aguas es el principal factor que controla el coeficiente vertical de atenuación de la luz ( $k$ ) en sistemas estuarinos, siendo la clorofila el siguiente parámetro implicado, aunque en bastante menor medida (Devlin *et al.*, 2008). En el estuario del Guadalquivir, las concentraciones de clorofila registradas en estudios previos (Navarro *et al.*, 2007) muestran valores bajos que, en algunos casos, son del orden de los niveles habituales en mar abierto, siendo despreciable en proporción a los niveles de concentración de sólidos en suspensión. Por ello, las variaciones en los valores de  $k$  registrados en el estuario, entorno a  $5 \text{ m}^{-1}$  (Ruíz *et al.*, 2010), son superiores a los encontrados en otros estuarios clasificados como turbios, y comparables con los encontrados en la bahía de Chesapeake (Xu *et al.*, 2005), predominantemente debidas a la concentración de sólidos en suspensión.



Por otra parte, además de ser un indicador de la concentración de sólidos en suspensión y poder medirse en continuo con facilidad, la turbidez es en sí misma un factor limitante en el desarrollo de la producción primaria, alterando el estado ecológico del estuario y su equilibrio, puesto que además de disminuir la radiación disponible en el agua, disminuye las cantidades de oxígeno disuelto, dificultando ambos hechos la producción de biomasa (Navarro y Ruíz, 2007; Macias *et al.*, 2007; 2009). Además, la disminución de la penetrabilidad de la radiación incidente con la profundidad, conlleva gradientes verticales de temperatura con efectos adicionales.

#### 1.4. Objetivos

En trabajos previos se ha puesto de manifiesto la existencia de una relación entre la dinámica mareal y las descargas fluviales con la concentración de sólidos presentes en el estuario; así como su evolución espacio-temporal usando las redes de monitorización. Sin embargo, la concentración de sólidos presentes en el fluido modifica las propiedades intrínsecas del mismo, afectando por tanto a la dinámica del estuario. Con estos antecedentes, se plantea como objetivo general el estudio a escala local de la influencia de la concentración de sólidos en suspensión presentes en el estuario, tanto en las propiedades constitutivas de la mezcla agua salina-sedimentos tales como densidad y viscosidad cinemática, que condicionan los procesos de transporte de los mismos, como la medida a escala global de la distribución espacio-temporal en el estuario del Guadalquivir mediante sensores remotos, para evaluar estrategias de generación de series temporales distribuidas a lo largo del estuario.

En concordancia con el objetivo general planteado, se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Analizar la influencia de los sólidos en suspensión en la densidad y viscosidad cinemática para el dominio trivariado salinidad-concentración de sólidos en suspensión-temperatura propia de estuarios y otras aguas de transición. Para ello se han realizado ensayos de laboratorio diseñados para el intervalo de condiciones salinidad-sólidos en suspensión del estuario del Guadalquivir y se ha evaluado la importancia de estos cambios de las propiedades del fluido sobre los umbrales del inicio del movimiento de partículas en el lecho
- Analizar la aplicabilidad para las condiciones del estuario del Guadalquivir de métodos semianalíticos que estiman directamente la concentración de sólidos en suspensión a partir de las propiedades ópticas del agua medidas por sensores remotos. Para ello, se ha utilizado la información proporcionada por el satélite Landsat ETM+ y se han validado los resultados con datos de las distintas redes de medida existentes en la zona.
- Obtener expresiones empíricas locales para estimar la concentración de sólidos en suspensión a lo largo del estuario del Guadalquivir a partir de los datos proporcionados por las redes de monitorización de calidad de agua y los datos del satélite Landsat

ETM+. Para ello se ha estimado la turbidez como variable intermedia a partir de la información remota y se han evaluado las ventajas y las limitaciones de estos métodos.

## 1.5. Estructura de la tesis

El núcleo del trabajo presentado se estructura en tres partes diferenciadas: en primer lugar, el Capítulo 2 se dedica a analizar la influencia de los sólidos en suspensión en la densidad y viscosidad cinemática para el dominio trivariado salinidad-concentración de sólidos en suspensión-temperatura propia de nuestro estuario mediante ensayos de laboratorio. Para ello se realiza previamente un análisis de la serie histórica de datos de calidad de agua disponible en el estuario del Guadalquivir, que permite acotar el dominio salinidad-concentración de sólidos en suspensión-temperatura sobre el que se realiza el trabajo experimental, para finalmente obtener diagramas característicos de la mezcla agua salina-sedimentos. A continuación, el Capítulo 3 muestra la evolución espacio-temporal de los sólidos en suspensión obtenidos mediante el uso de un modelo semianalítico y su posterior validación con los datos de las redes de medida; para alcanzarlo, se obtienen los coeficientes de dispersión de energía de los sólidos presentes y de forma simultánea se cuantifican y eliminan los efectos atmosféricos sobre los datos recibidos por el sensor. Por último, en el Capítulo 4 se analizan expresiones empíricas locales que relacionan los valores de turbidez medidos a lo largo del estuario por las redes de monitorización de calidad de agua y los datos del satélite Landsat ETM+ para un periodo de 2 años con disponibilidad de datos de alta frecuencia y calidad de registro; para ello se aplican algoritmos previamente desarrollados en zonas limítrofes al estuario y se obtienen nuevas parametrizaciones de aplicación local.

Cada capítulo se corresponde con un trabajo previamente publicado o en preparación para su envío a una revista científica; por ello, tienen estructura de documento hasta cierto punto independiente, si bien se ha añadido información adicional de interés en una serie de Anejos que completan este documento. Como consecuencia, algunos aspectos pueden resultar repetitivos en una lectura completa de esta tesis pero, a cambio, cada parte puede utilizarse con posterioridad como documento de trabajo base para futuros desarrollos.

Cada uno de estos tres capítulos incluye unas conclusiones parciales. La tesis finaliza con el Capítulo 5 que recoge las conclusiones globales y posibles líneas futuras de trabajo a partir de las mismas. Además, como se ha mencionado, se incorpora una sección de Anejos que cierra esta edición.



## Capítulo 2: Densidad-viscosidad cinemática en aguas salinas con niveles altos de sólidos en suspensión: curvas experimentales para el Estuario del Guadalquivir

Parte de los resultados de este capítulo han sido presentados como comunicación oral en la European Geosciences Union Assembly (2012).

Carpintero, M., Jurado, A., Contreras, E. y Polo, M. J. Density-salinity-suspended sediment experimental curves for Guadalquivir River estuary conditions. *Geophys. Res. Abstr.*, 14, EGU2012-10685. ISSN: 1607-7962.

This chapter has been prepared to be submitted to *Continental Shelf Research*.

### 2.1. Introducción

Los estuarios son sistemas acuáticos complejos en los que la dinámica de río y mar interacciona, generando condiciones especiales con variaciones estacionales y espaciales de la materia particulada suspendida, materia orgánica (MO) y salinidad a lo largo del estuario (Hardisty, 2007; Contreras *et al.*, 2012). Estas variaciones están asociadas a ciclos de marea y descargas fluviales, especialmente en régimen de avenidas. En los estuarios se encuentran altas cantidades de sólidos en suspensión, de naturaleza fina, procedentes del mar, del lecho y márgenes del río y de las descargas fluviales que han superado las barreras de regulación aguas arriba. El estudio de las características físico-químicas de estos sólidos tales como distribución del tamaño del grano de sedimentos, mineralogía, densidad, materia orgánica, es clave para comprender su comportamiento y es uno de los aspectos principales para el conocimiento de los sistemas estuarinos (López-González *et al.*, 2006).

El tamaño de grano proporciona información de las propiedades intrínsecas del sólido y ejerce un importante papel en la velocidad de sedimentación y, por lo tanto, en el transporte y deposición (Walling *et al.*, 2000; Walling y Moorehead 2004; Srinivas y Sajan, 2010; Rajganapathi *et al.*, 2012). Además, el tamaño de partícula presenta un control sobre la química en la capa superficial de las partículas y la capacidad de adsorber contaminantes (Gibbs, 1977) y de intercambio catiónico entre las partículas de sedimentos (Walling *et al.*, 2000). La cantidad de materia orgánica está relacionada con la densidad de la comunidad microbiana heterotrófica (Krichman y Mitchell, 1982), la capacidad de adsorción de componentes orgánicos y contaminantes (Sposito, 1989) y la demanda biológica de oxígeno (DBO) del sedimento. La cantidad de materia orgánica daría una idea de la procedencia del sedimento, ya sea terrestre o marino, y la influencia de las actividades antrópicas, además de modificar la densidad del sedimento (Avnimelech *et al.*, 2001).

Los procesos de transporte que sufren los sólidos tales como suspensión, depósito, erosión, y resuspensión (Eisma, 1993) dependen de las fuerzas hidrodinámicas causadas por las corrientes, ondas y gradientes de presión, y de las fuerzas gravitacionales en el lecho. En estuarios bien mezclados, estos procesos son más fáciles de estudiar ya que la circulación en superficie es la misma que en el fondo. El principal parámetro que controla estos procesos es el esfuerzo de corte sobre el lecho, que es el esfuerzo tangencial ejercido por el fluido sobre el mismo. Este esfuerzo está condicionado por las propiedades fisicoquímicas del fluido, especialmente su densidad y viscosidad cinemática.

En esta línea, la salinidad, la concentración de sólidos en suspensión (SPM) y la temperatura son factores clave para el estudio de estas variables en las aguas de estuario. La salinidad, entendida como la cantidad de sales por unidad de fluido, puede tener fuertes gradientes horizontales a lo largo del estuario, que podrían variar de 0 a 35 g l<sup>-1</sup> si los aportes fluviales son importantes. Es un parámetro dominante sobre los valores de densidad y condiciona los fenómenos de floculación de las partículas de arcilla en aguas costeras, modificando su cohesión y las fuerzas de repulsión entre las partículas (Preston *et al.*, 1982; Thill *et al.*, 2001; Manning, 2010). Según Eisma (1993) los valores óptimos de agregación tienen lugar a salinidades entre 1 y 7 g l<sup>-1</sup> (Eisma, 1993). Durante el proceso de mezcla, se forman agregados de partículas que inmovilizan parte de la matriz del fluido dentro de ellos, aumentando el volumen de la fracción sólida y experimentando un importante cambio en la densidad y viscosidad, siendo este efecto menor a temperaturas bajas y más pronunciado en aguas donde la salinidad no contribuye (Felix *et al.*, 2006; Verney *et al.*, 2008; Patheriades, 2009)

Numerosos estudios se han centrado tanto en la influencia del gradiente de salinidad sobre las partículas de arcilla (Eisma, 1991; Eisma 1993), como en la viscosidad y densidad (Monismith *et al.*, 1996; Soulsby, 1997; Lucas *et al.*, 1998; Safarov *et al.*, 2012) del agua. Algunos trabajos han abordado el efecto del tamaño de sólidos en la determinación de la viscosidad del agua (Pavlik, 2009) y numerosos autores han profundizado en la determinación de ésta en función de la salinidad generando expresiones ampliamente contrastadas (Millero *et al.*, 1976; Millero y Poisson, 1981). Otros trabajos analizan cómo afecta la concentración de sólidos en la densidad de la mezcla agua-sedimentos (Qian *et al.*, 1980) y pocos incluyen además el efecto de la salinidad (Whitehouse, 2000; Sang, 2011). Sin embargo, la densidad final de la mezcla agua-sales-sedimentos tiene características físico-químicas muy diferentes a las del agua salina sin presencia de sólidos. Esto a menudo no se incluye en el modelado de la dinámica de los estuarios, adoptando valores de densidad correspondientes al nivel de salinidad encontrado en cada punto, sin incluir el efecto adicional de los sólidos en suspensión sobre la mezcla final.

En este sentido, este trabajo profundiza en el estudio de la densidad y viscosidad cinemática en función de la temperatura, salinidad y concentración de sólidos en suspensión, en aguas salobres de tipología similar a las de estuarios, con el fin de considerar esta corrección en los valores de estas variables a usar en modelos

hidrodinámicos de estos sistemas. Para ello, se han llevado a cabo ensayos de laboratorio con sedimentos procedentes del estuario del Guadalquivir previamente caracterizados y se han comparado sus resultados con expresiones teóricas existentes.

## 2.2. Metodología empleada

### 2.2.1. Descripción del área de estudio

El estuario del río Guadalquivir es el tramo final de una extensa cuenca hidrográfica que recorre de este a oeste el sur de la Península Ibérica. Está regulado por una densa red de embalses a lo largo de su área contributaria de 47900 km<sup>2</sup> cuyo punto de cierre es la presa de Alcalá del Río (Figura 2.1.). La entrada de agua salada está asociada con la dinámica mareal de carácter semidiurno, cuya amplitud varía en ciclos de mareas vivas y muertas. En condiciones normales de flujo de agua, la alta velocidad media asociada a la onda de marea (alrededor de 1 m s<sup>-1</sup>) con respecto al flujo fluvial, caracteriza el estuario como verticalmente homogéneo, es decir, con condiciones de mezcla completa, según la clasificación de Pritchard (1952) (Contreras, 2012).

Los sedimentos en el estuario son de naturaleza fina ya que son aquellos que han sido capaces de superar los obstáculos que suponen los embalses aguas arriba. La persistencia en el tiempo de valores extremos de concentración de sólidos en suspensión está asociada a eventos persistentes de turbidez que dependen en gran medida del grado de predominancia de los flujos mareales y fluviales, y de la interferencia de factores climáticos como la velocidad y la dirección del viento, cuya resultante favorecerá el transporte aguas arriba o por el contrario facilitará la exportación y dispersión de la pluma en el mar. Se llegan a alcanzar valores extremos de 16 g l<sup>-1</sup> durante estos eventos.

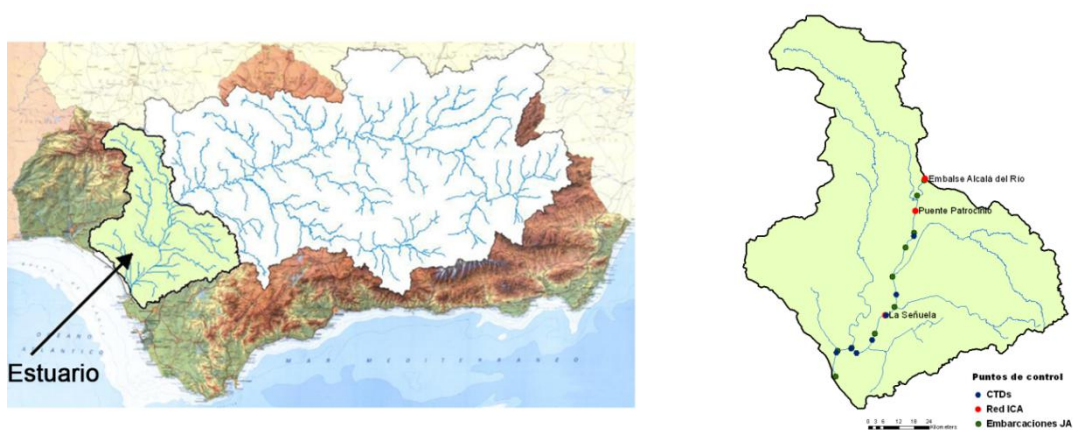


Figure 2.1. Localización del estuario del Guadalquivir.

## 2.2.2. Análisis de la información disponible

Se ha llevado a cabo un análisis espacio temporal de las variables salinidad, temperatura y SPM a lo largo del estuario del Guadalquivir. Para ello se han empleado tres redes de calidad de agua de diferentes frecuencias temporales y algunos puntos de muestreo presentes en el estuario (Figura 2.1).

### - Red Integral de Calidad de Aguas (Red ICA)

La antigua red ICA, actualmente Red DMA, cuenta con tres estaciones fijas de muestreo a lo largo del eje del estuario en las que desde enero de 1981 se realizaron controles periódicos mensuales *in situ* en muestras de agua llevadas posteriormente al laboratorio. Está centrada en el control de la SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ), temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) y conductividad eléctrica ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) como un indicador de la salinidad.

### -Embarcaciones de Vigilancia y Control de la Calidad de las Aguas (Junta de Andalucía)

La red de embarcaciones de la Junta de Andalucía, desde abril de 2008 toma medidas *in situ* de parámetros de calidad de aguas con una frecuencia semanal. Esta red cuenta con 10 estaciones localizadas a lo largo del cauce principal del Guadalquivir, aguas abajo de la presa de Alcalá hasta su desembocadura. Realiza medidas de SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ), turbidez (Unidades Nefelométricas de Turbidez-NTU) y conductividad eléctrica ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ).

Del análisis se desprende que el 99% de los valores de SPM analizados por la red ICA para el periodo 1981-2013 se encuentran entre  $0.0028 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.6 \text{ g l}^{-1}$ . Este porcentaje varía ligeramente para el periodo noviembre 2008- diciembre 2014, analizado por la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía, situándose en el 95%. En cuanto a la temperatura, el rango comprendido entre  $10\text{-}30^{\circ}\text{C}$  representa el 97% de los valores analizados a lo largo del estuario, con algunos valores extremos mínimos de  $5^{\circ}\text{C}$  asociados a los meses de invierno y valores máximos de  $32^{\circ}\text{C}$  en el verano. Por su parte, la salinidad presenta un gradiente longitudinal decreciente desde una concentración máxima en la desembocadura, correspondiente a la del agua del mar, hasta un valor mínimo, próximo a 0, característico del agua de río en la cabecera del estuario en concordancia con Minguito *et al.* (2011) (ver Anejo C).

## 2.2.3. Caracterización de los sedimentos recogidos en el río Guadalquivir y en el estuario

### 2.2.3.1. Recogida de las muestras, secado y tamizado

Las muestras de sedimentos se recogieron en dos puntos del tramo bajo del río Guadalquivir, uno a su paso por Córdoba, concretamente a la altura del Puente Romano ( $37.9^{\circ}\text{N}$ ,  $4.78^{\circ}\text{O}$ ), y otro aguas abajo de la presa de Alcalá del Río, en Sevilla ( $37.51^{\circ}\text{N}$ ,  $5.97^{\circ}\text{O}$ ). Dichos sedimentos se depositaron en las márgenes del río tras un periodo continuado de lluvias en diciembre de 2010.

Además se tomaron muestras de agua del estuario en tres puntos a lo largo del mismo, en la margen izquierda del río, en cinco fechas uniformemente distribuidas a lo largo de tres meses, entre noviembre de 2012 y febrero de 2013. Los puntos se seleccionaron por ser lugares estratégicos y por su facilidad de acceso. Dichos puntos son: Puerto de Bonanza (36.8°N, 6.34°O), Trebujena (36.8°N, 6.34°O) y Coria del Río (33.3°N, 6.04°O) a 3, 24 y 75 km, respectivamente, de la desembocadura, tomadas desde el mareógrafo de Broa (36.8°N, 6.37°O). Las fechas de toma de muestras fueron 28 de noviembre y 18 de diciembre de 2012, y 9 de enero, 30 de enero y 20 de febrero de 2013 (Ver Anejo B).

Una vez en el laboratorio, se procedió al secado al aire de las muestras de sedimentos recogidas, para lo cual se extendieron en bandejas hasta la evaporación de la mayor parte del agua, momento en el que se introdujeron en la estufa a 105°C durante 24 horas. En el caso de las muestras del estuario, los sedimentos secos son resultado del procedimiento de determinación de la concentración de sedimentos en suspensión llevado a cabo, que se explica más adelante.

Una vez secos los sedimentos, se tamizaron usando un tamiz ASTM de 2 mm de luz de malla y se homogeneizaron usando un mortero de ágata.

### 2.2.3.2. Determinación de materia orgánica

Como primera aproximación, se realizó una determinación de la materia orgánica usando el método semi-cuantitativo de pérdida por ignición (Cambardella *et al.*, 2001; Konen *et al.*, 2002). Para la cuantificación de la materia orgánica se empleó el método de Walkley y Black (1934) que consiste en la adición de un exceso de dicromato potásico ( $K_2Cr_2O_7$ ) 1 N a una muestra de suelo para oxidar el carbono orgánico presente en la misma en medio ácido (Ver Anejo A).

El porcentaje de carbono orgánico obtenido por el método de ignición se recoge en la tabla 2.1.

Tabla 2.1. Porcentaje de carbono orgánico de las muestras de sedimento de Córdoba y Alcalá del Río.

	Sedimentos Córdoba	Sedimentos Alcalá del Río
Carbono orgánico (%)	1.5	1.30

Los resultados de aplicar el método de Walkley y Black (1934) a las muestras de sedimentos recogidas en las márgenes del río Guadalquivir a su paso por Córdoba y a las recogidas en la presa de Alcalá del Río, junto con las obtenidas por desecación de los sólidos en suspensión recogidos en el estuario se presentan a continuación:

Tabla 2.3. Porcentaje de carbono orgánico de las muestras de sedimento de Córdoba, Alcalá del Río y del estuario.



<b>Sedimentos</b>	<b>Carbono orgánico (%)</b>
Córdoba	0.19
Alcalá del Río	0.43
<i>28/11/2012</i>	
Bonanza	0.51
Trebujena	0.51
Coria del Río	0.71
<i>18/12/2012</i>	
Bonanza	0.51
Trebujena	0.59
Coria del Río	0.71
<i>09/01/2013</i>	
Bonanza	--
Trebujena	--
Coria del Río	0.9
<i>30/01/2013</i>	
Bonanza	0.55
Trebujena	--
Coria del Río	0.63

### 2.2.3.3. Distribución del tamaño de partícula

Se ha empleado el método del hidrómetro de Bouyoucos (Gee y Bauder, 1986) para la determinación de la fracción de arena, limo y arcilla presente en los sedimentos recogidos en las márgenes del río Guadalquivir a su paso por Córdoba y en la presa de Alcalá del Río. Se basa en la estimación de la velocidad de sedimentación de las partículas presentes en la suspensión del suelo a diferentes profundidades en función del tiempo transcurrido (ver Anejo A), y los resultados obtenidos se recogen en la siguiente tabla:

Tabla 2.4. Análisis textural de las muestras de sedimento.

<b>%</b>	<b>Sedimentos Córdoba</b>	<b>Sedimentos Alcalá del Río</b>
Arcilla	17.5	27.5
Limo	16.5	26.5
Arena	66	46

Para la determinación del tamaño de partículas de los sedimentos procedentes del secado de las muestras del agua recogidas en el estuario se ha usado el método de difracción láser (ver anejo A). La tabla 2.5. recoge el análisis granulométrico de las muestras de sedimentos de Bonanza y Trebujena el día 28 noviembre 2012 y Bonanza el 30 enero 2013.

Tabla 2.5. Análisis textural usando el analizador de tamaños de partícula mediante difracción láser de los sedimentos procedentes del secado de las muestras de agua recogidas en el estuario.

%	Bonanza 28/11/12	Trebujena 28/11/12	Bonanza 30/01/13
Arcilla	27.95	28.32	27.03
Limo	23.09	22.93	22.17
Arena	48.96	48.76	50.81

#### 2.2.3.4. Difracción de Rayos X (DRX): análisis mineralógico de las arcillas

El análisis de difracción de Rayos X realizado a los sedimentos recogidos en Córdoba y en Alcalá del Río, permitió la identificación cualitativa de la composición mineralógica de la muestra de arcilla. Se basa en interacción óptica que se produce cuando una radiación monocromática atraviesa la estructura cristalina de la muestra (Whitting y Allardice, 1986) (ver Anejo A).

La siguiente figura muestra los patrones de difracción obtenidos para los sedimentos analizados.

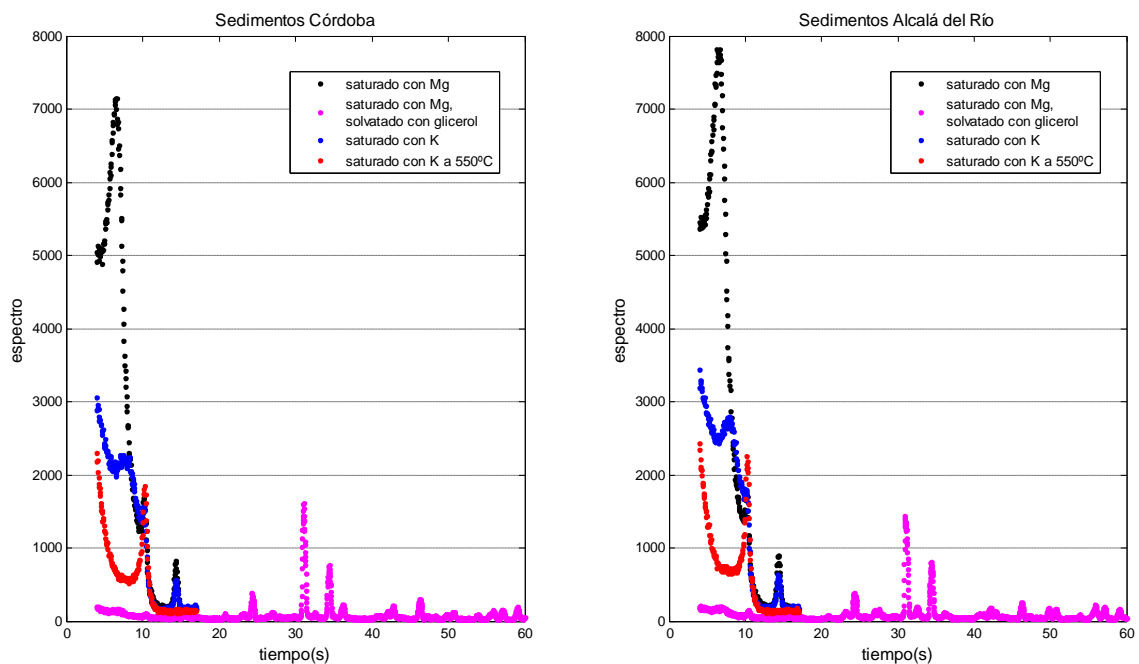


Figura 2.2. Espectros de difracción de rayos X de las muestras de sedimentos recogidas en Córdoba (izquierda) y en Alcalá del Río (derecha).

La tabla 2.6 recoge las diferentes especies minerales de arcilla presentes en las muestras de sedimentos analizados, así como su concentración en porcentaje. En la tabla 2.7 se muestran los porcentajes de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) de los sedimentos.

Tabla 2.6. Composición mineralógica de las arcillas presentes en las muestras de sedimento.

<b>Clases de arcilla (%)</b>	<b>Sedimentos Córdoba</b>	<b>Sedimentos Alcalá del Río</b>
Esmeclita	76	79
Ilita	17	14
Caolinita	7	7

Tabla 2.7. Cantidad de calcita y cuarzo en los sedimentos.

<b>Mineral (%)</b>	<b>Sedimentos Córdoba</b>	<b>Sedimentos Alcalá del Río</b>
Calcita	38	35
Cuarzo	53	41

### 2.2.3.5. Determinación de la densidad del sedimento

La densidad de los sedimentos, recogidos en Córdoba y Alcalá del Río, con materia orgánica y sin ella, obtenida por gravimetría a 20°C (ver Anejo A) se muestran en la tabla 2.8:

Tabla 2.8. Densidad media de las cuatro submuestras de sedimento recogidas en Córdoba y Alcalá del Río con materia orgánica y sin ella (método de ignición).

	<b>Sedimentos Córdoba</b>	<b>Sedimentos Alcalá del Río</b>
Con MO	2445 g l <sup>-1</sup>	2333 g l <sup>-1</sup>
Sin MO	2493 g l <sup>-1</sup>	2583 g l <sup>-1</sup>

### 2.2.4. Medidas de concentración de sólidos en suspensión (SPM) y turbidez en muestras de agua de estuario

#### 2.2.4.1. Recogida de muestras y medidas in situ

Para establecer una relación entre los valores de concentración de sólidos en suspensión y turbidez en aguas de estuario, se hicieron cinco salidas al estuario en las fechas 28 de noviembre de 2012, 18 de diciembre de 2012, 9 y 30 de enero de 2013 y, finalmente, 20 febrero 2013. Se ha elegido ese espaciado de las salidas para encontrar distintos estados del ciclo de marea. Se seleccionaron tres puntos a lo largo del estuario correspondientes al Puerto de Bonanza (Sanlúcar de Barrameda), Trebujena y Coria del Río, situados a 3, 24 y 75 km de la desembocadura, respectivamente.

En cada uno de estos puntos se recogieron cuatro muestras de agua para su posterior análisis en laboratorio de SPM y turbidez, y se midieron además *in situ*, usando un multímetro Crison, 40 MM, la conductividad eléctrica (CE), el pH y la temperatura del agua. Estas medidas se repitieron cinco veces y los datos se muestran en el Anejo B.

#### **2.2.4.2. Determinación en laboratorio de SPM y turbidez de las muestras**

La determinación de los sólidos en suspensión de las muestras recogidas en campo se llevó a cabo por gravimetría (ver Anejo B).

Se prepararon doce muestras con los sólidos recogidos en las muestras de agua de Bonanza el 28 Noviembre de 2012, de concentraciones conocidas de 250, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 1750, 2000, 2250, 2500, 2750 y 3000 mg l<sup>-1</sup>. El análisis granulométrico de los sedimentos recogidos en Bonanza el 28/11/12, en Trebujena el 28/11/12 y en Bonanza el 30/1/13 (Tabla 2.5) determinó que no existen diferencias significativas en la granulometría tanto espacialmente, como en el tiempo transcurrido entre la primera salida y la última al estuario. Tanto a las muestras de laboratorio como a las recogidas en el estuario se les determinó la turbidez.

Se usaron las muestras de laboratorio para obtener una relación empírica local entre la SPM y turbidez. La relación se validó con los valores obtenidos en las muestras del estuario.

Se observó que por encima de 2000 mg l<sup>-1</sup>, no era posible estimar una relación entre la SPM y turbidez, ya que la turbidez de las muestras superaba el valor máximo del turbidímetro (4000 NTU). Sin embargo, en el estuario es frecuente encontrar valores superiores a 2000 mg l<sup>-1</sup>. Por ello se decidió explorar una alternativa viable para realizar estas medidas bajo dichas condiciones extremas. En particular, se analizó la hipótesis de utilizar la absorbancia de las muestras con un espectrofotómetro ultravioleta-visible como estimador de la SPM, para intentar encontrar una relación que permitiera estimar de manera rápida la concentración de sólidos en suspensión en muestras con concentraciones de éstos superiores a 2000 mg l<sup>-1</sup>.

Tanto a las muestras preparadas en el laboratorio de SPM conocida, como a las recogidas en tres puntos del estuario y a las que se les determinó su SPM, se les midió la absorbancia en el espectrofotómetro ultravioleta visible. La longitud de onda empleada, 850 nm, es el resultado de realizar espectros previos entre 200-1100 nm de formacina, agua desionizada y la cubeta vacía. Se seleccionó esta longitud de onda por ser la que menos interferencias por parte de la cubeta presentaba, comprobándose que estaba en concordancia con la recomendada en la norma ISO 7027 (1990). Los valores de absorbancia de las muestras de concentración de sólidos en suspensión conocida se emplearon para obtener la curva patrón que permite obtener la relación entre la SPM y absorbancia. Las muestras recogidas en el estuario, cuya concentración de sólidos en suspensión se había determinado gravimétricamente con anterioridad, se emplearon para validar la relación obtenida (ver Anejo B).

#### **2.2.5. Diseño experimental: densidad y viscosidad cinemática**

El análisis previo permitió acotar el dominio de salinidad, sólidos en suspensión y temperatura a utilizar para el diseño experimental. En primer lugar, se preparó una disolución madre con una salinidad de 35.15g kg<sup>-1</sup>, similar a la del agua de mar, según la composición que se recoge en la bibliografía (Murray, 1992). Mediante diluciones de

esta disolución, se prepararon 14 muestras con concentraciones de sales decrecientes hasta alcanzar la concentración de  $0.25 \text{ g kg}^{-1}$ , correspondiente a la de cabecera del estuario. Para cada muestra se prepararon cuatro submuestras a las que se le realizaron medidas de densidad a presión atmosférica mediante gravimetría y de viscosidad cinemática usando el viscosímetro capilar de Ostwald, ya que era el más apropiado para el intervalo de viscosidad esperado. Estas medidas se realizaron a cuatro temperaturas diferentes del agua, dentro del intervalo de temperaturas observado en el análisis presente en el estuario, que oscila entre  $10^{\circ}\text{C}$ - $30^{\circ}\text{C}$  para el 97% de los valores del periodo estudiado. Las temperaturas a las que se realizaron los ensayos fueron  $12^{\circ}\text{C}$ ,  $19^{\circ}\text{C}$ ,  $25^{\circ}\text{C}$  y  $30^{\circ}\text{C}$ . Para alcanzar y mantener constante la temperatura deseada de la mezcla durante todo el ensayo se utilizó un baño de agua. Se adoptó el valor promedio de densidad y viscosidad cinemática de las cuatro réplicas para cada determinación.

Las muestras de mezcla de agua salina y sedimentos se prepararon añadiendo 0.075, 0.15 y 0.225 g de sedimentos en matraces de 50 ml y completándolos con las disoluciones anteriormente descritas para obtener mezclas de 0, 1.5, 3 y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$ . El volumen de sedimentos hace que la salinidad de estas muestras agua-sales-sedimentos sea ligeramente inferior que la de la mezcla agua-sales. Los sedimentos empleados proceden de la llanura de inundación del tramo bajo del río Guadalquivir, concretamente aguas abajo de la presa de Alcalá del Río, y fueron recogidos a finales de diciembre 2010 tras un periodo de lluvias continuado.

La concentración másica de sales de las muestras preparadas en laboratorio para realizar los análisis se recogen en la tabla 2.9:

Tabla 2.9. Concentración másica de sales de las muestras preparadas en laboratorio para las concentraciones de sólidos de 0, 1.5, 3 y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$ .

Salinidad ( $\text{g kg}^{-1}$ )	Concentración de sólidos ( $\text{g l}^{-1}$ )			
	0	1,5	3	4
Mayor	35.157	35.137	35.117	35.097

	31.641	31.623	31.605	31.588
	28.126	28.110	28.094	28.078
	24.610	24.596	24.582	24.568
	21.094	21.082	21.070	21.058
	17.578	17.569	17.559	17.549
	14.063	14.055	14.047	14.039
	10.547	10.541	10.535	10.529
	7.031	7.027	7.023	7.019
	3.516	3.514	3.512	3.510
	1.758	1.757	1.756	1.755
	0.879	0.878	0.878	0.877
	0.352	0.351	0.351	0.351
Menor	0.246	0.246	0.246	0.246

Para cada una de las mezclas agua-sales-sedimentos (con SPM de  $1.5\text{ g l}^{-1}$ ,  $3\text{ g l}^{-1}$  y  $4.5\text{ g l}^{-1}$ ), al igual que para la mezcla agua-sales sin sedimentos ( $\text{SPM} = 0\text{ g l}^{-1}$ ), se determinó su densidad a presión atmosférica mediante gravimetría. La viscosidad cinemática de estas mezclas no se pudo determinar ya que el viscosímetro de Ostwald, al ser capilar, presentaba problemas de obstrucción del citado capilar.

Como se ha comentado anteriormente, las medidas se realizaron a  $12\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $19\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $25\text{ }^\circ\text{C}$  y  $30\text{ }^\circ\text{C}$ , temperaturas fácilmente alcanzables en laboratorio a lo largo del año. En total se realizaron 896 medidas de densidad y 224 medidas de viscosidad cinemática. Se adoptó el valor promedio de densidad y viscosidad de las cuatro réplicas de cada caso.

## 2.2.6. Expresiones teóricas para la estimación de densidad y viscosidad cinemática

### 2.2.6.1. Densidad del agua salina

La *International Equation of State* empleada por la UNESCO (EOS-80) y desarrollada por Milleroy Poisson (1981) ha permitido a la comunidad oceanográfica estimar durante más de treinta años la densidad de una mezcla salina ( $\rho_{sw}$ ) en función de la temperatura ( $t$ ) y salinidad práctica ( $S_p$ ) en la Escala de Salinidad Práctica 1978 (PSS-78) (Lewis y Perkin, 1981) a 1 atmósfera de presión (Eq.2.4). En este sentido, numerosos autores han empleado esta ecuación para sus trabajos. La forma de la ecuación es:

$$\rho_{sw} = \rho_w + AS_p + BS_p^{3/2} + CS_p^2 \quad (2.4)$$

donde  $\rho_w$  es la densidad del agua pura y los coeficientes A, B y C son funciones de la temperatura ( $t$ ), según se recoge en la Eq. 2.5.

$$A = 8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3}t + 7.6438 \cdot 10^{-5}t^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7}t^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9}t^4$$

$$B = -5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} t - 1.6546 \cdot 10^{-6} t^2$$

$$C = 4.8314 \cdot 10^{-4}$$

$$\rho_w = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} - 9.095290 \cdot 10^{-3} t^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} t^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} t^4 + 6.536336 \cdot 10^{-9} t^5 \quad (2.5)$$

Validez:  $\rho_{sw}$  y  $\rho_w$  en  $\text{kg m}^{-3}$ ;  $-2 < t < 40^\circ\text{C}$ ;  $0 < S_p < 42 \text{g kg}^{-1}$

Sin embargo, la *International Thermodynamic Equation of Seawater -2010* (TEOS-10, IOC *et al.*, 2010) fue adoptada internacionalmente en París in 2009, para la *International Oceanographic Commission* (IOC) de UNESCO, y en Melbourne en 2011 por la *International Union of Geodesy* (IUGG, 2011), para sustituir a la EOS-80. Esta descripción termodinámica del agua de mar, basada en la formulación de la función de Gibbs (Eq.2.6) (Feistel, 2008), considera una nueva variable de salinidad, Salinidad Absoluta(S), y una nueva variable de temperatura, Temperatura Conservativa (CT) que reemplaza a la temperatura potencial en oceanografía (IOC *et al.*, 2010, McDougall *et al.*, 2011). Esta expresión ha sido ampliamente usada en los últimos años (Feistel, 1993; Feistel y Hagen, 1995; Feistel, 2003).

$$\rho_{sw} = (a_1 + a_2 CT + a_3 CT^2 + a_4 CT^3 + a_5 CT^4 + a_6 p + a_7 pCT^2 + a_8 pCT^3 + a_9 pCT^4 + a_{10} p^2 + a_{11} p^2CT + a_{12} p^2CT^2 + a_{13} p^2CT^3 + a_{14} p^3 + a_{15} p^3CT + a_{16} p^3CT^2 + a_{17} p^3CT^3 + a_{18} p^3CT^4) - (b_1 S + b_2 S CT + b_3 S CT^2 + b_4 S CT^3 + b_5 Sp + b_6 Sp^2) \quad (2.6)$$

Los coeficientes de la ecuación anterior (Eq. 2.6) vienen dados por los siguientes valores:

$$a_1 = 9.992 \times 10^2, a_2 = 9.539 \times 10^{-2}, a_3 = -7.619 \times 10^{-3}, a_4 = 3.131 \times 10^{-5}, a_5 = -6.176 \times 10^{-8}, a_6 = 4.337 \times 10^{-1}, a_7 = 2.549 \times 10^{-5}, a_8 = -2.899 \times 10^{-7}, a_9 = 9.578 \times 10^{-10}, a_{10} = 1.763 \times 10^{-3}, a_{11} = -1.231 \times 10^{-4}, a_{12} = 1.366 \times 10^{-6}, a_{13} = 4.045 \times 10^{-9}, a_{14} = -1.467 \times 10^{-5}, a_{15} = 8.839 \times 10^{-7}, a_{16} = -1.102 \times 10^{-9}, a_{17} = 4.247 \times 10^{-11}, a_{18} = -3.959 \times 10^{-14}, b_1 = -7.999 \times 10^{-1}, b_2 = 2.409 \times 10^{-3}, b_3 = -2.581 \times 10^{-5}, b_4 = 6.856 \times 10^{-8}, b_5 = 6.298 \times 10^{-4}, b_6 = -9.363 \times 10^{-7}$$

Validez:  $\rho_{sw}$  en  $\text{kg m}^{-3}$ ;  $0 < t < 180^\circ\text{C}$ ;  $0 < S < 80 \text{g kg}^{-1}$ ;  $0.1 < p < 100 \text{MPa}$

En este trabajo se ha estimado la densidad de la mezcla agua-sales para las distintas mezclas ensayadas empleando ambas formulaciones, EOS-80 y TEOS-10, como valores de referencia para evaluar las medidas tomadas en laboratorio.

Para la realización de los cálculos, se ha usado el programa informático disponible en la SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox descargable en la página web [www.TEOS-10.org](http://www.TEOS-10.org). La GSW librería está en MATLAB con algunas funciones en FORTRAN y C++.

### 2.2.6.2. Viscosidad cinemática del agua salina

La expresión 2.7 desarrollada a partir de los datos de Fabus (1969), Isdale *et al.* (1972) y Millero (1974), que usa la correlación más reciente del agua pura dada por IAPWS (2008) (Eq.2.8) permite estimar la viscosidad dinámica del agua salina de la siguiente forma:

$$\mu_{sw} = \mu_w * (a + AS + BS^2) \quad (2.7)$$

donde  $\mu_{sw}$  es la viscosidad dinámica del agua de mar y los coeficientes A y B son funciones de la temperatura (t).

$$A = 1.541 + 1.998 \times 10^{-2}t - 9.52 \times 10^{-5} t^2 \quad (2.7.a)$$

$$B = 7.974 - 7.561 \times 10^{-2} t + 4.724 \times 10^{-4} t^2 \quad (2.7.b)$$

$$\mu_w = 4.2844 \times 10^{-5} + (0.157(t + 64.993)^2 - 91.293)^{-1} \quad (2.8)$$

Validez:  $\mu_{sw}$  y  $\mu_w$  en  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ;  $0 < t < 180^\circ\text{C}$ ;  $0 < S < 0.15 \text{ kg kg}^{-1}$

La relación existente entre la viscosidad dinámica ( $\mu$ ) y la viscosidad cinemática ( $\nu$ ) es:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.9)$$

donde  $\rho$  es la densidad.

### 2.2.6.3. Densidad de la mezcla agua-sales-sedimentos

La expresión 2.10 descrita a continuación (Whitehouse *et al.*, 2000) considera el efecto de los sedimentos sobre la densidad de una mezcla en la que estos están presentes permitiendo estimar la densidad de la mezcla agua-sales-sedimentos a partir de la densidad de una disolución salina excluyendo los mismos. Como se ha comentado anteriormente, la salinidad de la mezcla agua-sales-sedimentos no es la misma que la de la disolución salina de origen ya que ésta tiene un mayor volumen para igual cantidad de sales. Normalmente, esta expresión se utiliza adoptando el valor de densidad de la disolución salina para la salinidad de origen cuando debería evaluarse con la densidad salina correspondiente a la salinidad de la mezcla agua-sales-sedimentos a evaluar, siendo la primera ligeramente superior a la segunda cuando la concentración de sedimentos es muy baja.



$$\rho_B = \rho + C_M \left( \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \right) \quad (2.10)$$

Donde  $\rho_B$ = densidad de la suspensión

$\rho$ = densidad del agua, excluyendo sedimentos

$\rho_s$ = densidad de los sólidos en el sedimento

$C_M$ = concentración másica del sedimento (masa/volumen)

Esta expresión es válida hasta una concentración volumétrica de sedimentos del 10%, que equivale a una concentración másica  $C_M$  de  $265 \text{ kg m}^{-3}$  (adoptando el valor estándar para la densidad de los sólidos), si bien el flujo comienza a ser no-Newtoniano para concentraciones alrededor de  $10 \text{ kg m}^{-3}$  (Whitehouse *et al.*, 2000).

En este capítulo se ha estimado la densidad de la mezcla agua-sales-sedimentos mediante esta ecuación usando la densidad del agua salina estimada con la expresión EOS-80 o TEOS-10 a partir de la salinidad medida de la mezcla. Paralelamente se ha evaluado la densidad real de las mezclas en los rangos de salinidad y sólidos en suspensión habituales en la zona de estudio a partir de medidas en laboratorio de las muestras sintéticas generadas, que considera la corrección de la salinidad inicial asociada a las mezclas sin sedimentos. La comparación de resultados ha permitido evaluar los cambios asociados al uso de la corrección de la salinidad inicial de las mezclas excluyendo sedimentos

#### 2.2.6.4. Viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales-sedimentos

Batchelor y Green (1972) realizaron una derivación teórica del efecto de los sedimentos en la viscosidad cinemática, cuya ecuación es:

$$\nu_B \rho_B = \rho \nu \left[ 1 + 2.5 \left( \frac{C_M}{\rho_s} \right) + 7.6 \left( \frac{C_M}{\rho_s} \right)^2 \right] \quad (2.11)$$

Donde  $\nu_B$ = viscosidad cinemática de la suspensión, y  $\nu$ = viscosidad cinemática del agua, excluyendo sedimentos.

Esta expresión se utiliza habitualmente, al igual que en el caso anterior, sin corregir la salinidad inicial con la que se calculan los valores asociados a la mezcla sin sedimentos. A partir de las medidas realizadas, se ha evaluado la aplicación de la misma para las condiciones de sólidos en suspensión en el estuario del Guadalquivir y la necesidad de utilizar valores corregidos.

La medición de la viscosidad cinemática de la mezcla-agua-sales sedimentos no ha sido posible en laboratorio debido a la obstrucción del capilar. Se ha estimado la viscosidad cinemática de la muestra agua-sales-sedimentos usando la ecuación 2.11 a partir de los datos de viscosidad cinemática y densidad de la mezcla agua-sales medida en laboratorio para la salinidad corregida.

## 2.3. Resultados y discusión

### 2.3.1. Relación concentración SPM–turbidez y concentración SPM-absorbancia

La figura 2.3 muestra la relación entre la SPM y la turbidez para todas las muestras analizadas. La relación entre la SPM y la atenuación de la luz varía con el tamaño y forma de partículas (Baker y Lavelle, 1984; Sandford *et al.*, 2001). Sin embargo, la granulometría de las muestras recogidas en cabecera del estuario y en el tramo final en los días estudiados es similar, observándose una única relación entre la SPM y turbidez, de acuerdo a la siguiente expresión con  $R^2 = 0.997$ :

$$Turbidez(NTU) = 1.8 \times SPM (mg l^{-1}) \quad (2.12)$$

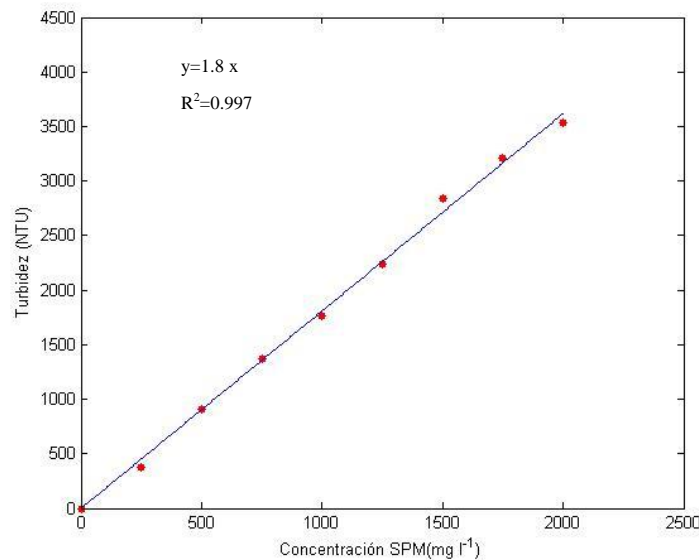


Figura 2.3. Relación entre SPM (mg l<sup>-1</sup>) y turbidez (NTU) en laboratorio de las muestras patrón.

La validación con las muestras recogidas en el estuario arrojan un valor de RMSE=66 mg l<sup>-1</sup>. Los errores absolutos (EA) y errores absolutos normalizados con el valor medido (EA\*) son mayores para las muestras de Bonanza 9/1/2013 ,113 mg l<sup>-1</sup> y en Coria del Río el 18/12/2013 ,0.35, respectivamente. El valor mínimo de EA y EA\* es 2 mg l<sup>-1</sup> en Coria del Río el 20/02/2013 y 0.043 en el mismo punto el día 9/1/2013 (ver tabla 2.10).

La relación entre la SPM y absorbancia obtenida para las sustancias patrón creadas en laboratorio presenta una forma logarítmica con  $R^2=0.991$  y cuya expresión es:

$$\text{Absorbancia} = 0.91 \ln \text{SPM} - 4.82 \quad (2.13)$$

El valor de RMSE obtenido para las muestras recogidas en el estuario es  $234 \text{ mg l}^{-1}$ . Los valores de errores EA y EA\* asociados al uso de esta técnica para niveles de SPM medios o bajos (tabla 2.10) muestra que generalmente estos son mayores que los obtenidos con la expresión anterior; sin embargo, su uso para con SPM mayores de  $2250 \text{ mg l}^{-1}$ , valores que se alcanzan con relativa frecuencia en el estuario del Guadalquivir, permite estimar estos valores en mezclas hiperconcentradas en las que la señal de turbidez muestra saturación frente a la SPM.

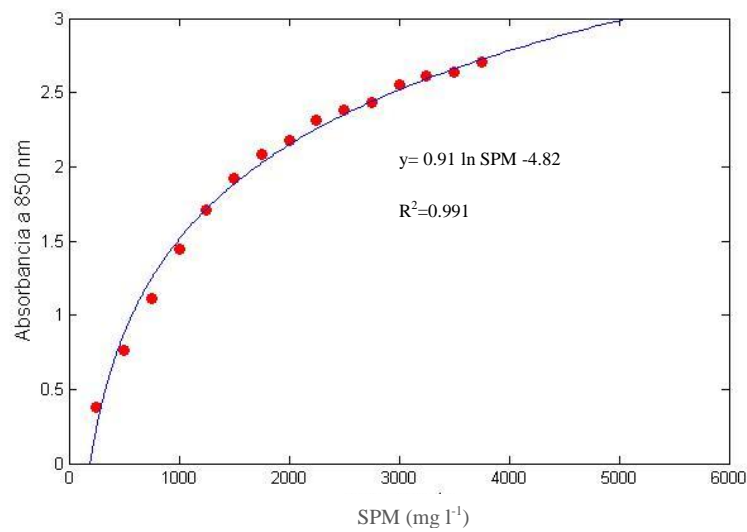


Figura 2.4. Relación entre concentración SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ) y las muestras patrón.

Tabla 2.10. SPM ( $\text{mg l}^{-1}$ ) medida, error absoluto (EA), error absoluto normalizado (EA\*) de los valores de SPM obtenidos por la relación empírica para las muestras recogidas en el estuario en las distintas fechas.

Puntos	SPM medida (mg l <sup>-1</sup> )	SPM estimada-Turbidez		SPM estimada-Absorbancia	
		EA (mg l <sup>-1</sup> )	EA* (tanto por 1)	EA (mg l <sup>-1</sup> )	EA* (tanto por 1)
<i>28/11/2012</i>					
Bonanza	3105	--	--	808	0.260
Trebujena	3670	--	--	97	0.026
Coria del Río	285	48	0.169	72	0.254
<i>18/12/2012</i>					
Bonanza	3095	--	--	172	0.055
Trebujena	1680	11	0.066	42	0.025
Coria del Río	205	71	0.348	115	0.560
<i>09/01/2013</i>					
Bonanza	400	114	0.284	60	0.149
Trebujena	2820	--	--	168	0.060
Coria del Río	310	14	0.043	26	0.086
<i>30/01/2013</i>					
Bonanza	3395	--	--	86	0.025
Trebujena	345	33	0.095	7	0.021
Coria del Río	490	95	0.195	2	0.005
<i>20/02/2013</i>					
Bonanza	87	11	0.129	150	1.726
Trebujena	319	14	0.045	44	0.136
Coria del Río	40	2	0.050	173	4.367

### 2.3.2. Densidad y viscosidad cinemática medida en laboratorio

La figura 2.5 muestra la densidad medida promedio de las cuatro réplicas agua-sales-sedimentos a las distintas salinidades y a 12, 19, 25 y 30°C. Se observa la esperada relación lineal positiva entre la salinidad de la muestra y la densidad, para las diferentes concentraciones de sólidos en suspensión con R<sup>2</sup> mayores a 0.997 en todos los casos. Como cabía esperar, la densidad de la mezcla es mayor cuando aumenta la concentración de sólidos y disminuye la temperatura, alcanzando un valor máximo de 1028.9 kg m<sup>-3</sup> a 12°C y concentración de sólidos de 4.5 g l<sup>-1</sup> y un valor mínimo de 1020.5 kg m<sup>-3</sup> a 30°C y sin sólidos en suspensión. Se aprecia una escasa variación del coeficiente de regresión para distintas concentraciones de sólidos a igual temperatura, indicando que la temperatura no modifica la relación entre la salinidad y densidad.

Los altos valores de R<sup>2</sup> de la evolución de la densidad con la salinidad han permitido aproximar los datos a una superficie para la obtención de curvas trivariadas (figura 2.8).

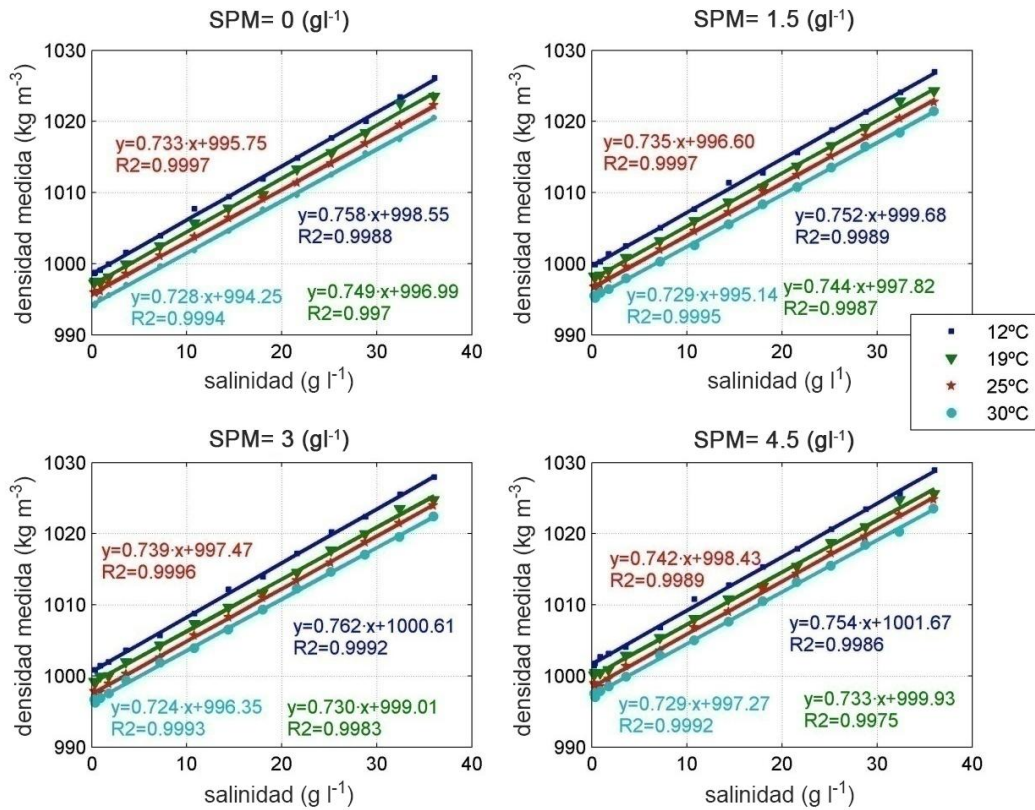


Figure 2.5. Densidad medida promedio de las mezclas agua-sales-sedimentos a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C, y concentraciones de sedimentos de 1.5 g l<sup>-1</sup>, 3 g l<sup>-1</sup> y 4.5 g l<sup>-1</sup>.

La figura 2.6 (a) muestra los percentiles 25, 50 y 75 del incremento en tanto por uno de la densidad, con respecto a las menores densidades que tienen lugar en las mezclas a 30°C y sin concentración de sólidos, en función del incremento de la concentración de sólidos. Se observa que el incremento de la densidad no es constante al variar la concentración de sólidos sino que depende de la temperatura. Los mayores percentiles 50 y 75 del incremento de densidad se producen cuando la concentración varía de 1.5 g l<sup>-1</sup> a 3 g l<sup>-1</sup> a 12°C, 19°C y 30°C, siendo 1.05% y 1.17% respectivamente a 12°C, 1.17% y 1.019% a 19°C, y 1.20% y 1.14% a 30°C. A 25°C los mayores percentiles son para un incremento de sólidos de 1.5 g l<sup>-1</sup> a 3 g l<sup>-1</sup> con valores de 1.019% y 0.99% para el percentil 75 y el 50 respectivamente. Mientras que los menores se presentan a un incremento de concentración de sólidos de 0 g l<sup>-1</sup> a 1.5 g l<sup>-1</sup> a 19°C, 25°C y 30°C excepto a 12°C donde los menores percentiles se encuentran a incrementos de 3 g l<sup>-1</sup> a 4.5 g l<sup>-1</sup> con valores de percentil 75 de 0.93% y percentil 50 de 0.93%. En muchos casos las diferencias entre el percentil 50 y 75 son acusadas encontrándose la máxima (0.15%) cuando la concentración aumenta de 1.5 g l<sup>-1</sup> a 3 g l<sup>-1</sup> a 19°C, poniendo de manifiesto que el incremento de la densidad con una misma concentración de sólidos y temperatura no es lineal, estando influenciada por la salinidad. La mínima diferencia entre ambos percentiles se encuentra cuando la concentración aumenta de 0 g l<sup>-1</sup> a 1.5 g l<sup>-1</sup> a 25°C y 30°C con valores de 0.011% y 0.006%.

La figura 2.6. (b) muestra los percentiles 25, 50, 75 del incremento de densidad con respecto a la densidad a 30°C y sin concentración de sólidos en función de la disminución en 1 °C de la temperatura. Esta gráfica permite evaluar la influencia del descenso de 1 °C de temperatura en la densidad. Se observa que los mayores valores de percentil 50 se presentan a concentración de sólidos de 0 g l<sup>-1</sup> (0.33%) y 1.5 g l<sup>-1</sup> (0.32 %) dentro del rango de 25°C-30°C. Sin embargo para el rango 12-19°C los mayores percentiles 50 son para 3 g l<sup>-1</sup>, 4.5 g l<sup>-1</sup> y 1.5 g l<sup>-1</sup> con valores de 0.35% ,0.32% y 0.30% respectivamente. Por el contrario, estos valores del percentil 50 y 75 son menores para el rango de 19-25 °C para todas las concentraciones de sólidos excepto para 0 g l<sup>-1</sup> siendo 0.22% y 0.24%, 0.24% y 0.25%, 0.23% y 0.25%, para 1.5 g l<sup>-1</sup>, 3 g l<sup>-1</sup> y 4.5 g l<sup>-1</sup> respectivamente.

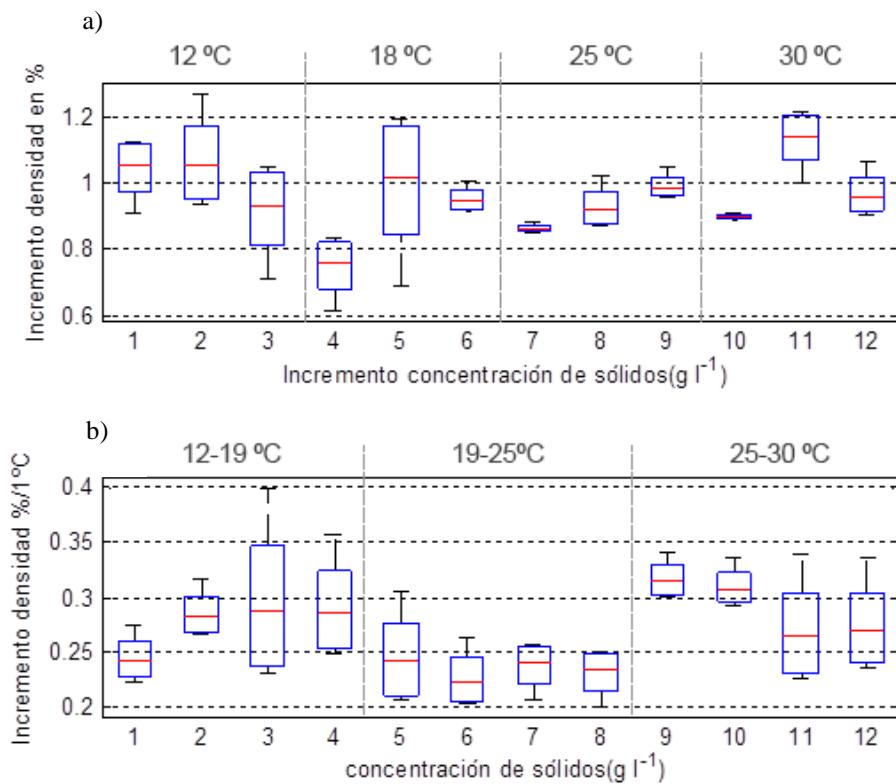


Figura 2.6.a) Diagrama de cajas del incremento de la densidad en tanto por ciento en función del incremento en la concentración de sólidos. b) Diagrama de cajas del incremento de la densidad en tanto por ciento por disminución de 1 °C en la temperatura en función de la concentración de sólidos.

La figura 2.7. muestra la densidad medida de las mezclas agua-sales-sedimentos a las distintas temperaturas comprendidas entre 12 y 30°C, con concentraciones crecientes de salinidad de 1 a 34 g kg<sup>-1</sup>, y concentración de sólidos de 1.5 g l<sup>-1</sup>, 3 g l<sup>-1</sup> y 4.5 g l<sup>-1</sup>. Se observa un comportamiento creciente de la densidad al aumentar la salinidad de la muestra y disminuir la temperatura; alcanzando un valor máximo de 1028.9 kg m<sup>-3</sup> a 12°C y concentración de sólidos de 4.5 g l<sup>-1</sup> y un valor mínimo de 1020.5 kg m<sup>-3</sup> a 30°C y sin sólidos en suspensión, ambos estados extremos esperados.

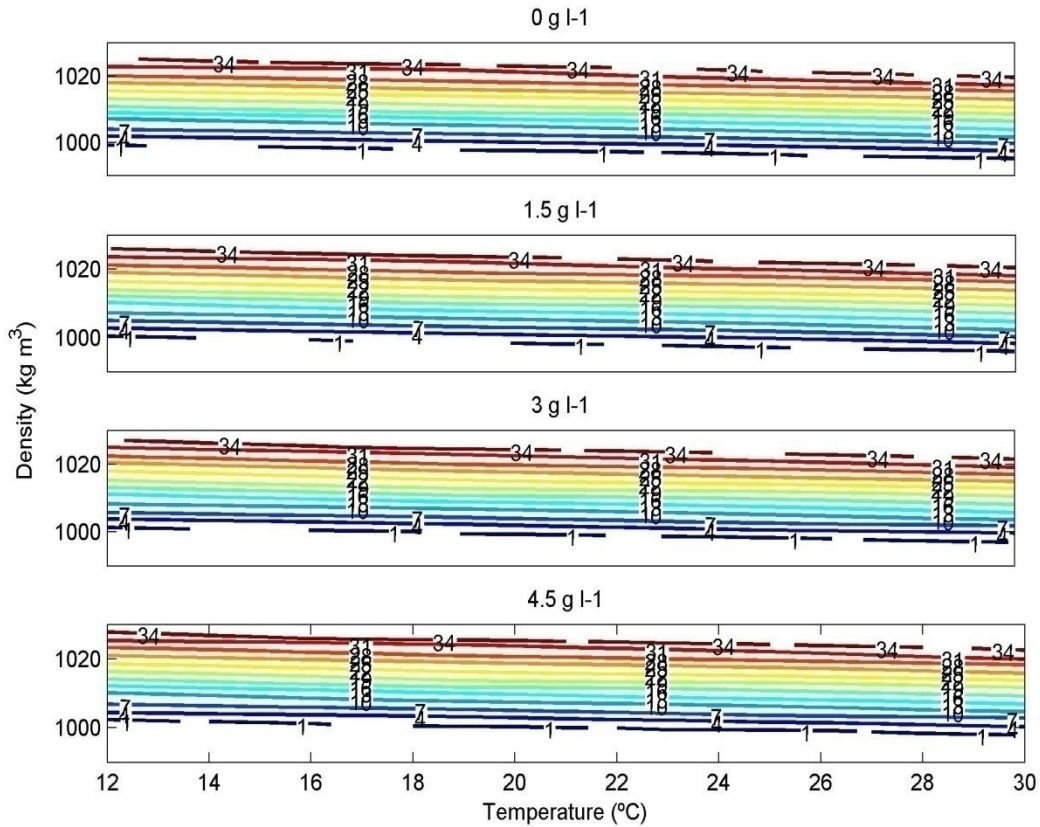


Figure 2.7 Curvas trivariadas que relacionan la densidad-temperatura-salinidad ( $\text{g kg}^{-1}$ ) a las concentraciones de sedimentos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$ .

La figura 2.7 muestra la relación entre los valores de viscosidad cinemática de las muestras agua-sales sin sedimentos medida en laboratorio en función de la salinidad ( $\text{g l}^{-1}$ ). Al igual que con la densidad, se observa una relación lineal positiva entre los valores de viscosidad cinemática y la salinidad, con  $R^2$  menores para  $12^\circ\text{C}$  y  $19^\circ\text{C}$  y mayores para  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$  siendo 0.56, 0.44, 0.96 y 0.927 para  $12^\circ\text{C}$ ,  $19^\circ\text{C}$ ,  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$  respectivamente. A  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$  el comportamiento es similar entre ambas rectas con pendiente de la curva de ajuste de  $1.24 \times 10^{-9}$  y  $1.15 \times 10^{-9}$ , no ocurriendo lo mismo a  $12^\circ\text{C}$  y  $19^\circ\text{C}$ .

El mayor valor de viscosidad es  $1.134 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  a  $12^\circ\text{C}$  y máxima salinidad; y el menor valor es  $0.804 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$  y mínima salinidad, como era esperable.

El incremento de la viscosidad cinemática con respecto a la de  $30^\circ\text{C}$  por cada grado centígrado de disminución de temperatura varía según el rango de temperatura, con valores de percentil 50 de 5.57% para el rango de  $12\text{-}19^\circ\text{C}$ , 2.62 % para  $19\text{-}25^\circ\text{C}$  y 2.38% a  $25\text{-}30^\circ\text{C}$  respectivamente. En el caso del percentil 75 estos valores varían ligeramente, 5.95, 2.74, 2.47 %, respectivamente.



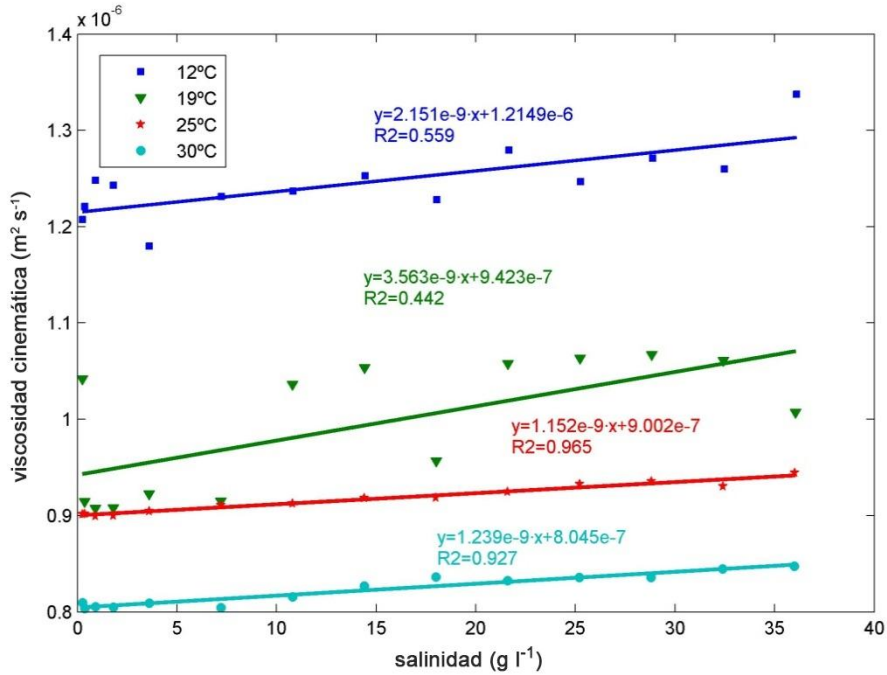


Figure 2.8. Viscosidad cinemática medida promedio de las mezclas agua-sales a 12, 19, 25 y 30 °C.

Los coeficientes  $R^2$  de 0.55 y 0.44 a 12°C y 19°C respectivamente no han permitido ajustar los datos a una superficie para obtener curvas trivariadas. El hecho de que  $R^2$  presente estos valores, no permite obtener la viscosidad de la muestra agua –sales-sedimentos para la salinidad real de la misma. Considerar en las viscosidades salinas una linealidad con  $R^2$  entorno a 1 supondría grandes errores en la estimación de la viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales-sedimentos que se traduce en un comportamiento de la mezcla que no es real.

### 2.3.3. Densidad mezcla agua-sales estimada con las expresiones teóricas

La relación entre la densidad medida en laboratorio y la estimada usando la ecuación de la EOS-80 y TEOS-10 recogida en la figura 2.9 muestra en ambos casos una tendencia lineal positiva para todas las temperaturas evaluadas, con coeficientes  $R^2$  mayores a 0.996 en todos los casos. Las densidades estimadas según EOS-80 y TEOS-10 sobreestiman los valores medidos en laboratorio con pendientes de la recta superiores a 1.0009. Estas sobrestimaciones son mayores en el caso de la ecuación EOS-80 con mayores valores de errores medios cuadráticos (RMSE) a todas las temperaturas que los de la ecuación TEOS-10, siendo los RMSE de la ecuación EOS-80 de 0.941 kg m<sup>-3</sup> a 12 °C, 1.627 kg m<sup>-3</sup> a 19°C, 2.12 kg m<sup>-3</sup> a 25°C y 3.16 kg m<sup>-3</sup> a 30°C frente a los 0.943 kg m<sup>-3</sup>, 1.398 kg m<sup>-3</sup>, 1.296 kg m<sup>-3</sup> y 1.40 kg m<sup>-3</sup> respectivamente, obtenidos con la ecuación TEOS-10 para las mismas temperaturas. Estos RMSE crecen al aumentar la temperatura en el caso de la EOS-80, presentando la ecuación teórica mejores resultados a temperaturas bajas. Sin embargo, el caso de la TEOS-10, los valores de



RMSE son independientes de la temperatura. Estos resultados validan la aplicación de esta última frente a la primera.

Esta relación con la temperatura se puede observar en la figura 2.10 donde se muestran las curvas de frecuencia acumulada relativa de las diferencias de densidad estimadas por la ecuación EOS-80 y TEOS-10 a las diferentes temperaturas. El patrón de comportamiento de estas diferencias es similar en todos los casos pero con diferentes órdenes de magnitud según la temperatura excepto para 12°C que son iguales. El valor del percentil 90 varía de 1.1987 g l<sup>-1</sup> para la EOS-80 y 1.198 g l<sup>-1</sup> para la TEOS a 12°C a 3.5454 g l<sup>-1</sup> y 1.683 g l<sup>-1</sup> respectivamente a 30°C.

Las diferencias son mayores al disminuir la salinidad en ambas expresiones, en concordancia con Chen *et al.* (1992) excepto para 19°C donde las diferencias no siguen esta tendencia. Además, el descenso de las diferencias con la salinidad no sigue el mismo patrón según la temperatura como apuntan estos mismos autores de resultados obtenidos en el Golfo de Bohai (Qin y Li, 1982).

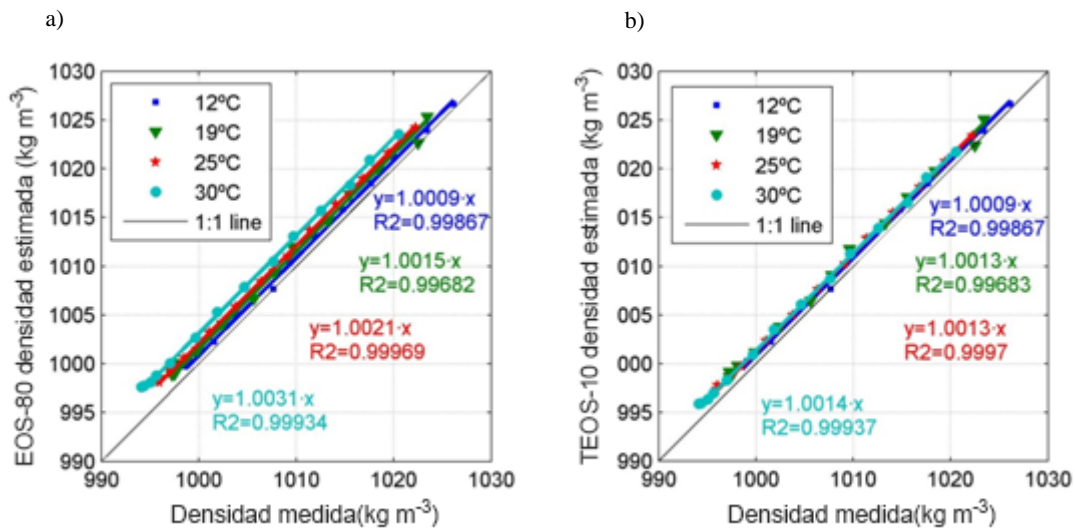


Figure 2.9. Densidad medida de las mezclas agua-sales sin sedimentos versus la densidad estimada a 12 °C, 19 °C, 25 °C y 30 °C .a) expresión teórica EOS-80.b) expresión teórica TEOS-10.

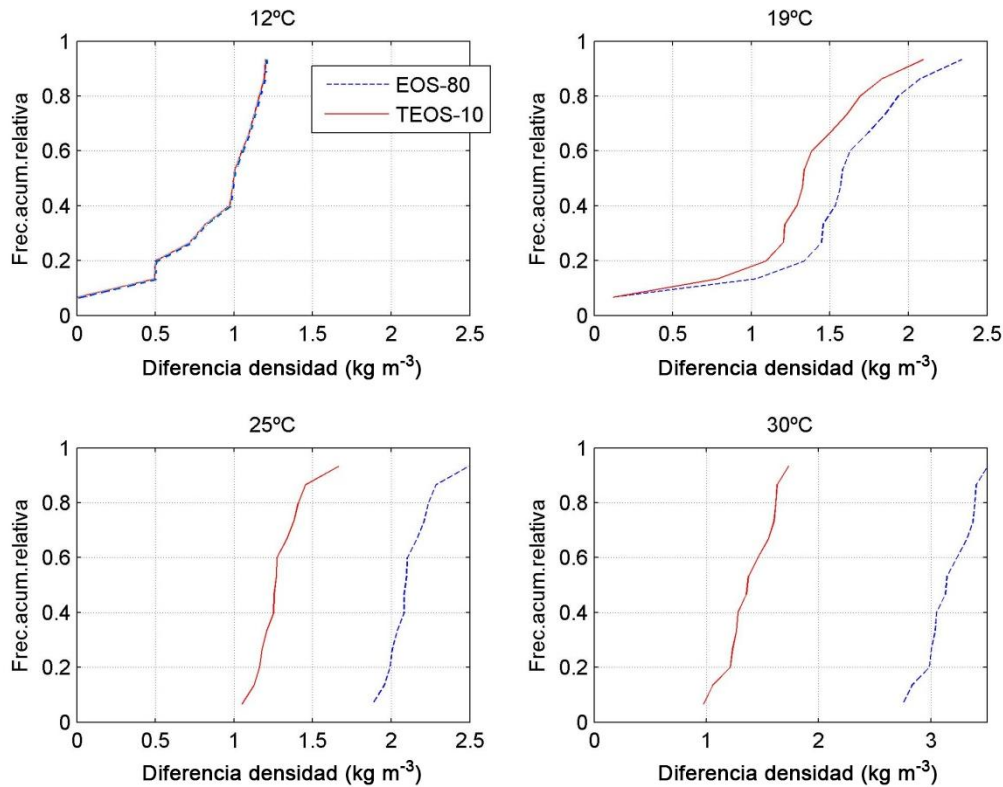


Figure 2.10. Curvas de frecuencia acumulada relativa de la diferencia de densidad entre las densidades de la mezcla agua-sales estimadas por la expresión teórica EOS-80 y TEOS-10 a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C.

### 2.3.4. Viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales estimada con las expresiones teóricas

La figura 2.11 muestra la relación entre la viscosidad cinemática de la muestra agua-sales medida en laboratorio y la estimada usando la ecuación 2.7 para 12°C, 19°C, 25°C y 30°C.

Se observa una relación lineal positiva entre ambas viscosidades 25°C y 30°C con mayores  $R^2$  a las temperaturas de 25°C y 30°C, 0.901 y 0.962 respectivamente, y menores a las temperaturas de 12°C y 19°C cuyos coeficientes de determinación son 0.5389 y 0.322. A las mayores temperaturas los valores resultantes subestiman los medidos mientras que a las temperaturas inferiores, en la mayoría de los casos, se sobrestima dependiendo de la salinidad de la mezcla. Las mayores sobrestimaciones se presentan a 19°C y menores concentraciones de sales, con valores de RMSE que se multiplican por 10 con respecto a los obtenidos a 30°C, siendo  $77.5 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  comparado a  $7.01 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , o por 3 (RMSE= $26.26 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) en el caso de a 12°C. Estos resultados destacan la mayor idoneidad de la expresión teórica de IAPWS para mayores temperaturas.

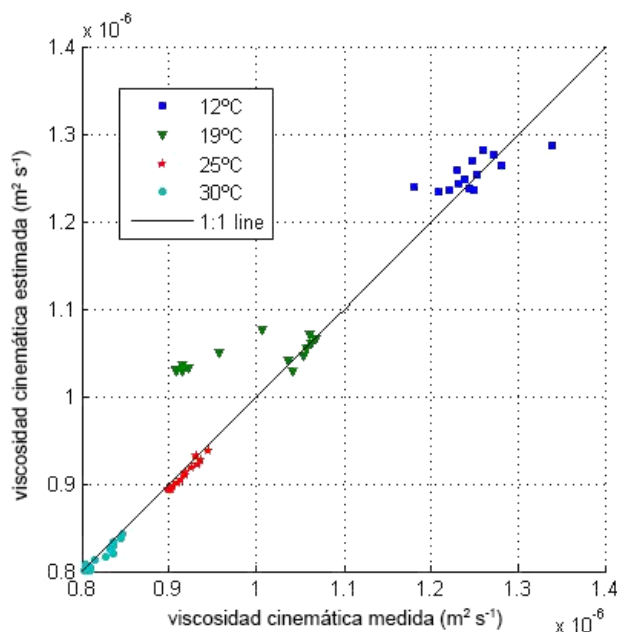


Figure 2.11. Viscosidad cinemática medida de las mezclas agua-sales sin sedimentos versus la viscosidad cinemática estimada a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C.

Tabla 2.11. Valores de RMSE en  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  de la viscosidad estimada con la expresión teórica con respecto a la densidad medida en laboratorio a 12°C, 19°C, 25°C y 30°C.

Temperatura(°C)	12	19	25	30
RMSE( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ )	$2.62613 \times 10^{-9}$	$7.75095 \times 10^{-9}$	$7.5813 \times 10^{-9}$	$7.193 \times 10^{-9}$

### 2.3.5. Densidad mezcla agua-sales-sedimentos estimados con la expresión teórica

En la figura 2.12 se puede apreciar una relación lineal positiva entre la densidad de la mezcla agua-sales-sedimentos medida en laboratorio y la densidad de la mezcla estimada con la expresión teórica de Whitehouse (2000), tanto usando la densidad del agua salina sin corregir para la concentración real de sales (figura 2.12 superior) como corrigiendo esta densidad (figura 2.12 inferior), para las distintas temperaturas. En todos los casos, la bondad de los ajustes es muy adecuada con valores de  $R^2$  mayores a 0.99; alcanzándose en el caso de la densidad de la mezcla salina sin corregir valores máximos de 0.9996 y 0.9993 para las muestras agua-sales y sedimentos con concentración de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$  y  $3 \text{ g l}^{-1}$  respectivamente a 25°C. Estos valores máximos incrementan ligeramente con las densidades corregidas siendo 0.9997 y 0.9994 para los mismos casos. Se observa que cuando no se corrige la densidad del agua salina, la densidad estimada de la mezcla sobrestima los valores de densidad medidos para todas las concentraciones de sedimentos y temperatura, con valores de coeficiente de ajuste superior a 1.0006. Estas sobrestimaciones son menores a 12°C para todas las concentraciones de sólidos con valores de RMSE de  $0.816 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.675 \text{ kg m}^{-3}$  y  $0.692 \text{ kg m}^{-3}$  a  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$ ,  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  (tabla 2.11). Las mayores sobrestimaciones se dan a

19°C, con un valor máximo de RMSE de  $1.5071 \text{ kg m}^{-3}$  a concentración de sólidos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ . Como se puede observar en la tabla 2.11, para cada temperatura, los valores de RMSE son ligeramente superiores a concentración de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ .

Sin embargo, las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos empleando la densidad salina medida en laboratorio y corregida para la concentración de sólidos no siempre sobrestiman los valores medidos. A 12°C y todas las concentraciones de sólidos, a 25°C y concentración de sólidos de  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  (pendiente de ajuste de 0.99994) y a 30°C y concentración de sólidos de  $3 \text{ g l}^{-1}$  (0.00079) y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  (0.00074) se subestiman ligeramente los valores (Fig.2.12 inferior). Los mayores valores de RMSE al igual que en el caso anterior, se localizan a 19°C para todas las concentraciones de sólidos en suspensión, con valor máximo de  $0.488 \text{ kg m}^{-3}$  a  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  (Tabla 2.12). Mientras que las menores RMSE los encontramos a 25°C en lugar de a los 19°C del caso anterior, con valores de  $0.170 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $0.202 \text{ kg m}^{-3}$  y  $0.329$  a  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  respectivamente.

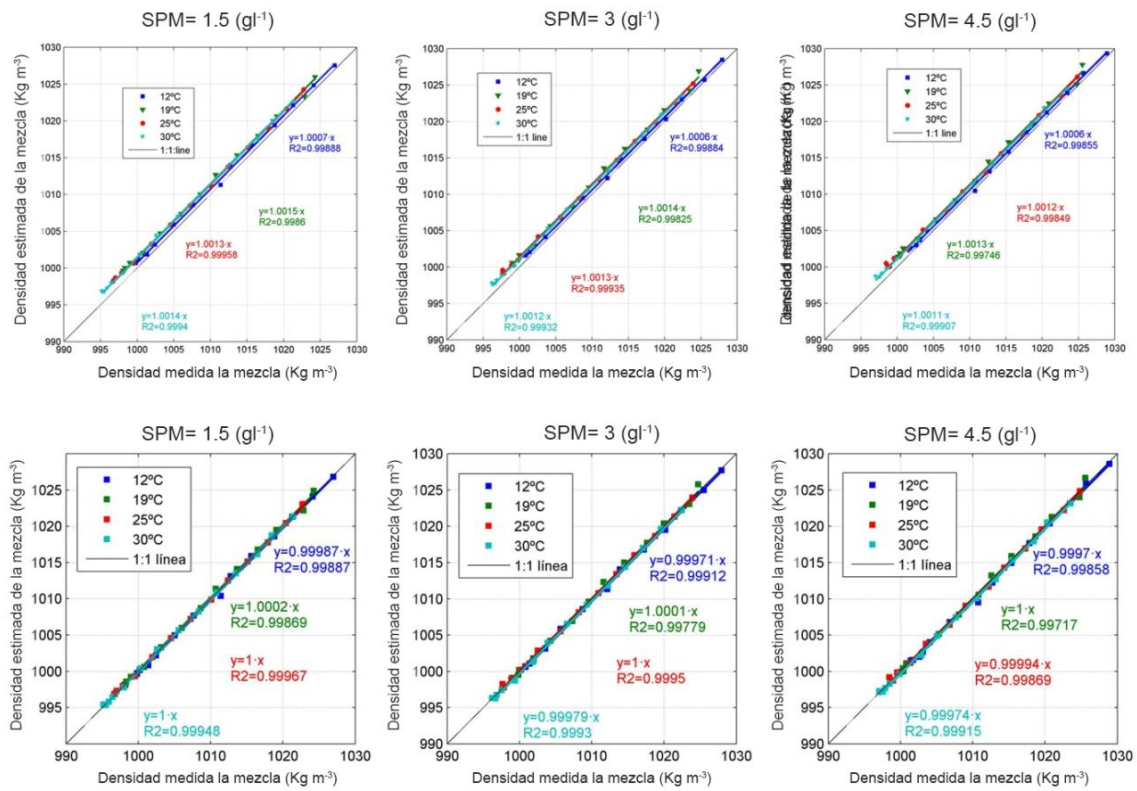


Figura 2.12. Densidad medida de las mezclas agua-sales –sedimentos con concentraciones de sólidos de 1.5, 3 y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  a 12, 19, 25 y 30°C versus a densidad estimada con la expresión teórica sin corregir la salinidad.

Tabla 2.11. Valores de RMSE en  $\text{kg m}^{-3}$  de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos, a partir de la densidad de la disolución salina sin corregir para la salinidad real, y la densidad de la mezclas agua-sales-sedimentos medida en laboratorio a concentración de sólidos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  y a  $12^\circ\text{C}$ ,  $19^\circ\text{C}$ ,  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$ .

SPM ( $\text{g l}^{-1}$ )	Temperatura ( $^\circ\text{C}$ )			
	12	19	25	30
1.5	0.8160	1.5071	1.3501	1.4156
3	0.6755	1.4408	1.3501	1.4156
4.5	0.6921	1.4241	1.2905	1.1638

Tabla 2.12 .Valores de RMSE en  $\text{kg m}^{-3}$  de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos, usando la densidad de la disolución salina medida en laboratorio y corregida para la salinidad real, y la densidad de la mezclas agua-sales-sedimentos medida en laboratorio a concentración de sólidos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  y a  $12^\circ\text{C}$ ,  $19^\circ\text{C}$ ,  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$ .

SPM ( $\text{g l}^{-1}$ )	Temperatura ( $^\circ\text{C}$ )			
	12	19	25	30
1.5	0.3394	0.3697	0.1698	0.2026
3	0.4025	0.4382	0.2023	0.3133
4.5	0.4606	0.4877	0.3292	0.3701

Como se ha visto en los párrafos anteriores, existen diferencias en considerar las densidades de la mezcla agua-sales tradicionalmente usadas o las corregidas para la salinidad real. La tabla 2.13 recoge los valores de RMSE de las diferencias obtenidas por ambos procedimientos. Los mayores valores de RMSE de las diferencias ocurren a  $30^\circ\text{C}$  para todas la concentraciones de sólidos en suspensión con un valor máximo de  $1.3983 \text{ kg m}^{-3}$  a  $4.5 \text{ g l}^{-1}$ . Sin embargo estos RMSE son menores a  $12^\circ\text{C}$  y  $1.5 \text{ g l}^{-1}$  con un valor de  $0.8926 \text{ kg m}^{-3}$ . Como se deduce de la tabla, las diferencias incrementan al aumentar la concentración de sólidos pero lo hacen aún más al aumentar la temperatura.

Tabla 2.13. Valores de RMSE en  $\text{kg m}^{-3}$  de las densidades estimadas de las mezclas agua-sales-sedimentos usando la densidad de la disolución salina sin corregir para la salinidad real y la densidad de la disolución salina medida en laboratorio y corregida para la salinidad real, a concentración de sólidos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  y a  $12^\circ\text{C}$ ,  $19^\circ\text{C}$ ,  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$ .

Temperatura( $^\circ\text{C}$ )	SPM ( $\text{g l}^{-1}$ )		
	1.5	3	4.5
12	0.8926	0.8977	0.9028
19	1.3164	1.3212	1.3038
25	1.2936	1.2987	1.3038
30	1.3885	1.3934	1.3983

### 2.3.6. Viscosidad cinemática estimada de la mezcla agua-sales-sedimentos

La figura 2.13 superior recoge la relación entre los valores de la viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales-sedimentos estimada con la ecuación teórica de Batchelor y Green (1972), usando los datos de densidad y viscosidad de la mezcla agua-sales estimados con la ecuación de TEOs-10 y Whitehouse *et al.* (2010) (Eq. 2.10) respectivamente a concentración de sólidos de  $1.5 \text{ g l}^{-1}$ ,  $3 \text{ g l}^{-1}$  y  $4.5 \text{ g l}^{-1}$  y temperaturas. Se observa una tendencia lineal positiva entre la salinidad y la viscosidad cinemática estimada con mayores coeficientes de  $R^2$  para  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$  siendo a ambas temperaturas y a todas las concentraciones de sólidos mayores a 0.927. Sin embargo, al igual que ocurre con la viscosidad cinemática salina estimada, para temperaturas inferiores estos coeficientes  $R^2$  son menores, siendo mínimos a  $19^\circ\text{C}$  con un valor entorno a 0.442, seguidos de 0.559 a  $12^\circ\text{C}$ .

En el caso de la viscosidad cinemática de la mezcla agua-sales-sedimentos estimada usando las densidades y viscosidades cinemáticas del agua salina medida en laboratorio y corregidas a la concentración real de la mezcla, la relación con salinidad es lineal positiva con coeficientes  $R^2$  de 1 para las temperaturas estudiadas, en este caso  $25^\circ\text{C}$  y  $30^\circ\text{C}$  (figura 2.13 inferior).

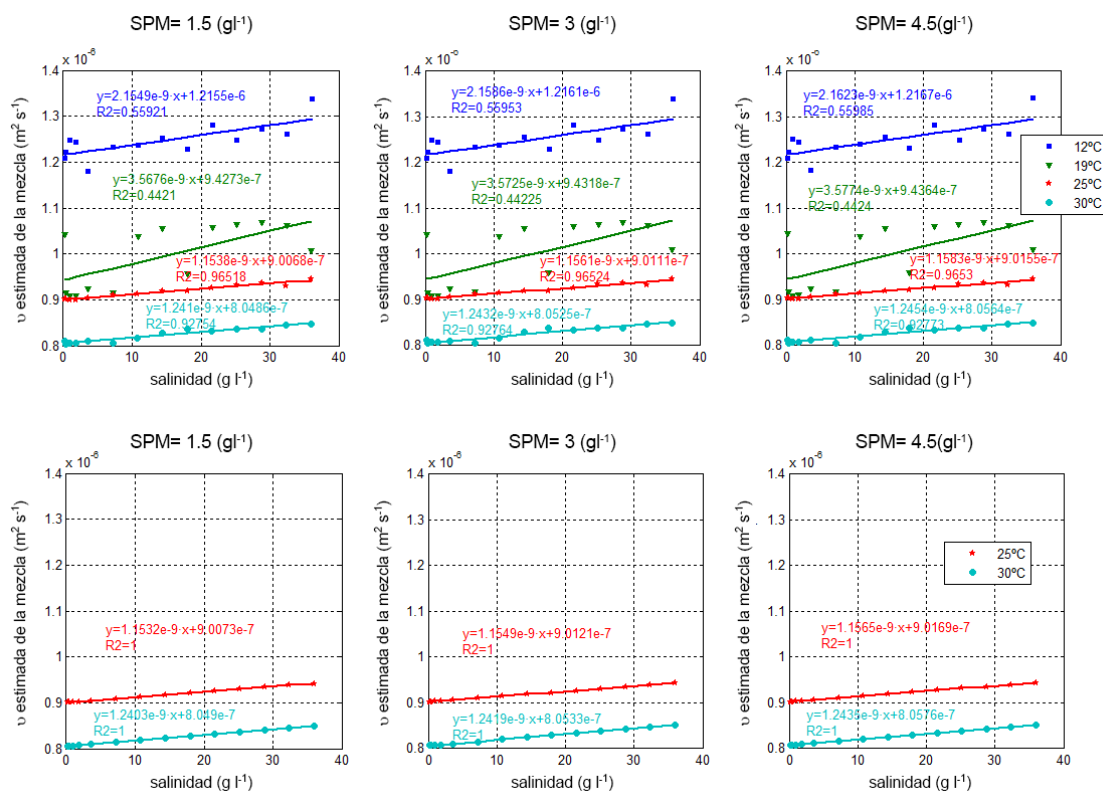


Figure 2.13 Viscosidad cinemática estimada de las mezclas agua-sales-sedimentos con SPM de 1.5, 3 y 4.5 g l<sup>-1</sup> a 12, 19, 25 y 30°C a las distintas salinidades.

Los RMSE de las diferencias entre las viscosidades cinemáticas de la muestra agua-sales-sedimentos empleando las variables sin actualizar y actualizadas para la salinidad de las mezclas agua-sales-sedimentos a 25°C y 30°C son mayores a 30°C. Además, para cada temperatura los RMSE son prácticamente constantes e independientes de la concentración de sólidos con valores de RMSE entorno a  $0.0268 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  para 1.5 g l<sup>-1</sup>, 3 g l<sup>-1</sup> y 4.5 g l<sup>-1</sup> a 25°C y  $0.4250 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  respectivamente a 30°C.

## 2.4. Conclusiones

La relación lineal SPM-turbidez obtenida a partir de muestras patrón generadas en laboratorio con sedimentos procedentes del área de estudio, y validadas con medidas en muestras recogidas *in situ*, ofrece buenos resultados en el rango de medida de los turbidímetros (0- 4000 NTU), con  $R^2 = 0.997$  y  $\text{RMSE} = 66 \text{ mg l}^{-1}$ .

La relación SPM- absorbancia obtenida para las muestras patrón generadas en laboratorio y validadas con muestras del área de estudio, presenta una forma logarítmica con  $R^2 = 0.991$  y  $\text{RMSE} = 234 \text{ mg l}^{-1}$ . Esta expresión ha permitido ampliar el rango de estimación para valores de SPM superiores a los que permite la relación SPM-turbidez. Esta técnica resulta muy útil en entornos como el que nos ocupa, en el que valores superiores a 2000 mg l<sup>-1</sup> son frecuentes, complementando la posibilidad de estimación de SPM, mediante el análisis de propiedades ópticas, como son turbidez y absorbancia.

Para las cuatro temperaturas estudiadas en laboratorio (12, 19, 25 y 30°C) se aprecia una relación lineal positiva entre las densidades de las muestras agua-sales-sedimentos y la salinidad, a temperatura constante, con  $R^2$  superior a 0.997.

Las curvas trivariadas densidad-salinidad-temperatura obtenidas, permiten conocer la densidad de una muestra agua-sales-sedimentos en un rango de temperatura comprendido entre 12-30°C, salinidad de 1 a 34 g kg<sup>-1</sup> y concentración de sólidos de 0, 1.5, 3 y 4.5 g l<sup>-1</sup> respectivamente.

Se observa una relación lineal positiva entre viscosidad cinemática y salinidad de las muestras agua-sales medidas en laboratorio, con mejores valores de  $R^2$  para 25 y 30°C, con valores de 0.96 y 0.927 respectivamente.

La densidad de la mezcla agua-sales estimada por las expresiones teóricas EOS-80 y TEOS-10, sobreestima los valores medidos en laboratorio, siendo estas sobreestimaciones menores para la expresión TEOS-10, con RMSE de 0.943, 1.398, 1.296 y 1.40 kg m<sup>-3</sup> para 12, 19, 25 y 30°C respectivamente.

Se ha comprobado que la corrección de la salinidad inicial, asociada a la densidad utilizada en la expresión teórica Whitehouse (2000), mejora la estimación de la densidad teórica de la mezcla, con mejores valores de  $R^2$ , que varían de 0.9996 sin corregir a 0.9997 corregida, y RMSE de 1.4241 y 0.48 kg m<sup>-3</sup> respectivamente, para una concentración de sólidos de 1.5 g l<sup>-1</sup> y 25°C.

Disponer de valores de densidad y viscosidad de una masa de agua-sales-sedimentos, con mayor exactitud, es una herramienta muy útil como input de los modelos hidrodinámicos y de transporte aplicables en estas áreas.









## Chapter 3: Simultaneous atmospheric correction and quantification of suspended particulate matter in the Guadalquivir estuary (Spain) from Landsat images

This chapter has been presented as oral communication The 3<sup>rd</sup> Remote Sensing and Hydrology Symposium (RSHS'14) and The 3<sup>rd</sup> International Conference of GIS/RS in Hydrology, Water Resources and Environment (ICGRHWE'14) and published :

Carpintero, M. Simultaneous atmospheric correction and quantification of suspended particulate matter in the Guadalquivir estuary (Spain) from Landsat images. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences,(PIAHS).Red Books*

This chapter has been prepared to be submitted to *Estuaries and Coasts*.

### *Abstract:*

*Earth observation systems (EO) following empirical and/or analytical approaches is a feasible, fast, and low-cost alternative to obtain spatial and temporal distribution of water quality variables. The limitations observed in the use of empirical approaches to estimate high concentration of suspended particulate matter (SPM) in the estuarine water of Guadalquivir have led the authors to use a semi-analytical model, which relates the water constituents concentration to the water leaving reflectance, in this case using Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) images. In this work, the atmospheric correction has been simultaneously and the aerosol reflectance and backscattering coefficients of suspended particulate matter (SPM) to obtain map series of SPM's concentration at the study site. For its validation, in situ SPM data series provided by a monitoring network along the estuary were used. The results show that the model allows us to estimate successfully backscattering coefficients of SPM in the estuary, differentiating clear and turbid water and using two  $\epsilon_{(4,5)}$ . These considerations improve the value of  $R^2$  in most of the images analyzed, ranging from 0.68 (single  $\epsilon_{(4,5)}$ ) to 0.86 (two  $\epsilon_{(4,5)}$ ) on May 18, 2009. This method can be used as a preliminary approach to obtain SPM concentration maps in the Guadalquivir estuary with the limitations that the model shows for turbid waters.*

**Keywords:** water quality, remote sensing, semi-analytical model, turbid water

### 3.1. Introduction

Both river and sea dynamics interact in estuaries, which are complex aquatic systems and are among the most important areas for sediment and nutrient exchange between oceans and continents (Contreras et al., 2012). Suspended particulate matter (SPM) is an environmental indicator of the state of water quality that directly affects its transparency, turbidity and color, and indirectly influences other variables such as oxygen concentration, temperature, pH, among others. The study of water quality variables such as suspended sediments, chlorophyll and dissolved matter is a key tool for characterizing the quality and dynamics of these environments, especially when regulations upstream are a constraint for the equilibrium between fresh and saltwater.

The Guadalquivir Estuary, in southern Spain, drains a 57500 km<sup>2</sup> heterogeneous watershed with a significant presence of agriculture and irrigation, and a dense network of reservoirs that retain significant loads of sediments. The freshwater regime is, thus, highly reduced whereas the turbidity regime has been increased, with recurrent extreme turbidity episodes in the last decades following flood events or windy conditions at the river mouth that limit the ecological status of these transitional waters (Contreras, 2012).

Traditionally, water quality variables have been measured *in situ* using conventional techniques implying direct measurements of water quality and representing a high cost both in time and money, along with their restricted spatial and temporal domains. However, the employment of remote sensing sources following empirical and/or analytical approaches has become a feasible, fast and low-cost alternative for studying the spatial distribution of water quality variables. This is widely used in open sea and coastal waters, where real-time data products are already available for the coasts of Africa and Europe (ChloroGin, 2014), whereas its application is quickly growing in riverine and estuarine waters (Marcus and Fonstad, 2010).

Numerous works have used MERIS (Salama and Shen, 2010; Shen et al., 2010, Salama and Su, 2011), SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager; Newkerman et al., 2009), SEAwis (Gordon et al., 2000; Ruddick et al., 2000), MODIS (Alcantara et al., 2009) and other sensors. Envisat is usually the one that gives the most acceptable spectral resolution for the study of these variables (Salama et al., 2012) although its spatial resolution of 300m limits its using capacity in some environments like certain rivers and estuaries.

In fact, only a reduced number of sensors provides an adequate spatial and spectral resolution for certain rivers and estuarine waters, due to their relatively small dimensions. Landsat TM data or ETM+ with a lower spectral resolution but a higher spatial one of 30 m has been the dominant source of satellite images for studying the most relevant water quality variables, especially SPM in lake waters (Kloiber et al., 2002, Baban, 1993; Tanré et al., 2001; Hadjimitsis et al., 2006, Mertes et al., 1993). However, only a few works can be found with applications in rivers and estuaries (Salama et al., 2012).

The employment of analytical methods that permit the derivation of water quality variables, especially SPM, in widespread and inaccessible areas, from the observed water leaving reflectance has been intensified in the past few years (Forget and Ouillon, 1998; Doxaran et al., 2002; Chen et al., 2009; Shen et al., 2010a,b). They constitute a feasible alternative to the direct empirical approach more commonly used. Their development requires information on the apparent and inherent optical properties of water (AOP and IOP, respectively). Preisendorfer (1976) defined AOPs as the optical properties that are still influenced by the viewing and illumination geometry and the concentration of substances present in water, whereas IOPs are defined as the optical properties that are determined only by the type and concentration of substances in water. The optical model relates the AOPs to the IOPs (Kirk, 1984; Gordon et al., 1988; Lee et al., 2002; Maritorena et al., 2002) and derives water constituent concentrations using as input specific inherent optical properties (SIOPs) that consist of IOPs per unit concentration (Budhiman et al., 2012).

On the other hand, a realistic estimation of the water constituent concentrations, especially SPM, in water bodies requires a suitable atmospheric correction process. Most of the atmospheric correction procedures fail over turbid waters (case 2 waters), which might be attributed to the complexity of the recorded reflectance. For the atmospheric correction, it is necessary to possess information about the aerosol type and optical thickness, which can be related to the ratio of aerosol reflectance at two near infrared bands (NIR) (Ruddick et al., 2000).

Different approaches can be used to derive the aerosol reflectance and the water column reflectance in terms of the level of suspended solids present in water (Hu et al., 2000; Ruddick et al., 2000; Salama et al., 2004). However, when the interval of the suspended solid concentration values is a broad one and there are significant spatial gradients along the water mass, with the presence of areas with persistent extreme values, the assumption of some of the implicit work hypotheses may give unrealistic results, even with no physical representation.

The use of coupled approaches to simultaneously retrieve the optical properties of water and atmosphere is increasingly spreading (Gordon et al., 1997; Chomko et al., 2003). Following these, this work analyzes the use of the hydro-optical model by Gordon *et al.* (1988a) for estimating SPM concentrations under high-turbidity conditions and a great spatial and temporal variability in the Guadalquivir Estuary. For this purpose, the backscattering coefficient of SPM and aerosol reflectance simultaneously from NIR reflectances Landsat ETM+ satellite images were first estimated.

## **3.2. Material and methods**

### **3.2.1. Study area**

The Guadalquivir River estuary is located in southwestern Spain, facing the Atlantic Ocean and affected by the general dynamics of the Gulf of Cadiz waters and by very

ample tides (Fig.3.1). The Mediterranean climate in which it is framed means that, in general, most of the rainfall is concentrated in the winter months, with peak values from November to March. The mean annual rainfall for the period from 1945 to 2010 was 530 mm. It is closed upstream by the Alcalá del Río dam, the final dam of a dense reservoir network with a global storage capacity of up to 8900 hm<sup>3</sup> (Contreras and Polo, 2010). This dam is the final control of the fluvial discharges and blocks the tidal wave upstream. The freshwater flows ensure a more or less continuous amount of water with a mean daily value in the order of 10 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, with increments associated with the occurrence of rainfall in discharge pulses lasting one or several days, which normally reach one order of magnitude greater (100 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), and with extreme values of higher orders (1000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) (Alvarez et al., 2001; Contreras et al., 2012).

The sediments in the estuary are of a very fine texture due to the great length of the river and, mainly, to the extreme trapping efficiency of the dense reservoir network upstream. With an average value of 0.5- 4.5 g l<sup>-1</sup> for the suspended sediment range along the estuary, extreme values of up to 16 g l<sup>-1</sup> can be found associated with persistent turbidity events forced by different combinations of conditions (Díez-Minguito et al., 2014).

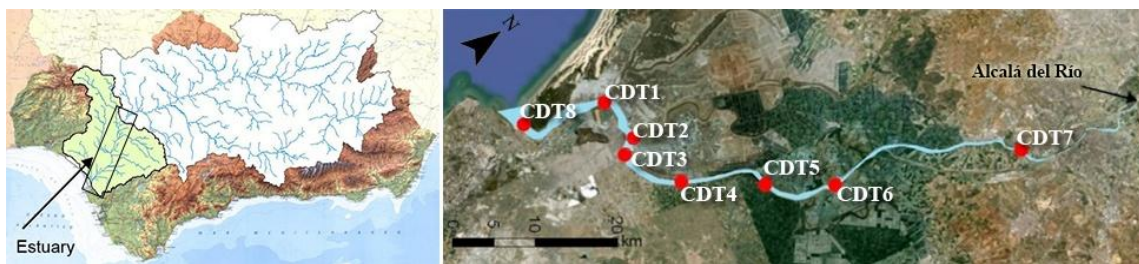


Figure 3.1. Location of the Guadalquivir River estuary (left) and CTD buoys network along the channel (right).

### 3.2.2. Available turbidity data

Continuous turbidity measurements were taken in situ every 30 minutes with 8 turbidimeters (Turner Designs, model Cyclops-7) using CTD Seabird Electronics SBE16plus equipment with other external sensors along the Guadalquivir axis (Fig. 3.1). The CTDs, as well as measuring turbidity, provided measurements of conductivity, temperature, salinity, dissolved oxygen and chlorophyll fluorescence. These eight stations were installed on navigation buoys between the river mouth and Seville harbor, strategically positioned along the estuary, providing data from February 2008 to November 2011 (Fig. 3.1). The CTD number 2 was not used because there is no data during the study period. This type of station comprises four modules: the power module (a bank of three 120-W solar panels connected in parallel, charging a gel battery), the hydraulic module (a SHURflo suction pump, flowmeter, batch filter, and silicon piping), the measurement module, and the control module (a Geonica Hydrodata 2008CP datalogger) (Navarro et al., 2011).

Raw data were calibrated and validated (Navarro et al., 2011). From the original dataset, the measurements along the 100-cm surface layer of the water column were collected, for the date and time of the available satellite images. To obtain SPM concentration with this remote monitoring network, a relationship between SPM (measured by gravimetric method) and turbidity (NTU) was established by Navarro et al. (2011), and this is used in this work.

### 3.2.3. Landsat –ETM data

Thirteen cloudy free Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (Landsat ETM+) images of scene 202-34 (path/row) were used from the period between 19 August, 2008 and 25 August, 2010, obtained from the United States Geological Survey (USGS) Center (2013). For this period, there were images in which the sensor did not record the images in the correct way, as the scan line corrector failed and several black lines appeared. These images were not use for the analysis. However, on the selected images, this problem did not affect the points where study was carried out.

The selected images were acquired on August 19, 2008; November 23, 2008; December 25, 2008; February 11, 2009; March 31 2009; May 18, 2009; September 23, 2009; October 9, 2009; January 29, 2010; April 3, 2010; May 5, 2010; June 6, 2010 and August 25, 2010.

The Landsat sensor presents a 16–day temporal resolution and a spatial resolution of 30 m (bands 1-5 and 7) and 60 m (band 6), available from July 1999 onwards. It has three bands in the visible, centered at 482 nm, 570 nm and 660 nm, one band in the NIR centered at 837 nm and one band in the mid infrared (MIR) centered at 1648 nm. The selected images underwent a systematic correction to obtain the water leaving reflectance and backscattering coefficients, which is described in the next part.

### 3.2.4. Methodology

#### 3.2.4.1. Delineation of surface water features

To separate water bodies from other land-cover features, the spectral water index has been used, which is a single number derived from an arithmetic operation (e.g., ratio, difference, and normalized difference) of two or more spectral bands based on the spectral characteristics. The design of a spectral water index was initially based on the fact that water absorbs energy at both the near-infrared (NIR) and shortwave-infrared (SWIR) wavelengths. The normalized difference water index (NDWI), developed by McFeeters (1996), is defined as:

$$NDWI = \frac{\rho_{GREEN} - \rho_{NIR}}{\rho_{GREEN} + \rho_{NIR}} \quad (3.1)$$



Where  $\rho_{GREEN}$  and  $\rho_{NIR}$  are the reflectance of green and NIR bands, respectively. The selection of these wavelengths maximizes the typical reflectance of water features by using green wavelengths, minimize the low reflectance of NIR by water features, and maximize the high reflectance of NIR by terrestrial vegetation and soil features.

The NDWI value ranges from -1 to 1. McFeeters (1996) set zero as the threshold value to discriminate water from non-water covers, that is, the cover type is water if  $NDWI > 0$  and it is non-water if  $NDWI \leq 0$ .

The modified NDWI (MNDWI) proposed by Xu (2006) replaces the NIR band by the SWIR band (Landsat TM band 5) as:

$$MNDWI = \frac{\rho_{GREEN} - \rho_{SWIR}}{\rho_{GREEN} + \rho_{SWIR}} \quad (3.2)$$

Both indexes were used at the study site and their results were compared to data from an orthophoto. The results led to the use of NDWI to develop the following analysis. Additionally, one pixel limiting with water at each river side was eliminated to prevent border effects in the results. (Koponen et al., 2002)

### 3.2.4.2. Atmospheric correction

The total reflectance measured by the sensor at the top of atmosphere (TOA) was obtained from the calibrated Digital Numbers (DNs) (Chander et al., 2009), following the methodology explained in Appendix F (See Appendix F in the Index).

The TOA at a given wavelength  $\lambda$ ,  $\rho_t^\lambda$ , can be written as the sum of several components (Gordon, 1997):

$$\rho_t^\lambda = T_g^\lambda (T_v^\lambda \rho_{sfc}^\lambda + \rho_a^\lambda + \rho_r^\lambda + \rho_{ra}^\lambda + T_v^\lambda \rho_w^\lambda) \quad (3.3)$$

Where  $T_g^\lambda$  and  $T_v^\lambda$  are, respectively, the gaseous transmittance and the viewing diffuse transmittance from the water to the sensor;  $\rho_{sfc}^{(\lambda)}$  is the sea-surface reflectance;  $\rho_a^{(\lambda)}$  is the aerosol reflectance resulting from multiple scattering by aerosol in the absence of air;  $\rho_r^{(\lambda)}$  is Rayleigh reflectance resulting from multiple scattering by air molecules in the absence of aerosol;  $\rho_{ra}^{(\lambda)}$  is the reflectance from the interaction between air molecules and aerosol;  $\rho_w^{(\lambda)}$  is the water-leaving reflectance resulting from the interaction between the light and the water column. To derive the water-leaving reflectance,  $\rho_w^{(\lambda)}$ , all other terms of Eq.3.3 must be quantified.

Gaseous transmittance  $T_g^\lambda$  is calculated from ancillary data on ozone and water vapor concentrations by using the transmittance models of Goody (1964) and Malkmus (1967). For viewing angles lower than 60°, the viewing diffuse transmittance  $T_v^\lambda$  is weakly dependent on aerosol and can be approximated following Gordon et al. (1983).

The diffuse transmittance  $T_v^\lambda$  is approximated following the model of Wang (1999). The coupled term  $\rho_{ra}^{(\lambda)}$  can be neglected at the NIR part of the spectrum (Gordon and Castano, 1987). A detailed description of every step can be found in Salama and Chen (2010) and Salama et al. (2012). Rayleigh reflectance  $\rho_r^{(\lambda)}$  is calculated from geometry (sun and sensor zenith and azimuth angles) and atmospheric pressure (Gordon et al., 1988a) as described below:

$$\rho_r(\lambda) = \frac{t_{oz}\tau_r p_r}{4 \cos(\theta_0) \cos(\theta_v)} \quad (3.4)$$

Where  $p_r$  is the Rayleigh scattering phase function and is obtained from its relationship with the scattering angle:

$$p_r = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \psi) \quad (3.5)$$

Where  $\Psi$  is the angle between observed and reflected light and can be written as Gordon(1997):

$$\cos(\psi) = \cos(\theta) \cos(\theta_0) - \sin(\theta) \sin(\theta_0) \cos(\phi_0 - \phi) \quad (3.6)$$

Where  $\theta_0$ ,  $\theta$  are sun zenith and satellite viewing angles and  $\Phi_0$ ,  $\Phi$  the sun and satellite azimuth angles in radians, respectively.

The Rayleigh optical thickness  $\tau_r$  at altitude  $z$  can be calculated from Handsen and Travis (1974):

$$\tau_r(\lambda, z) = 0.008569\lambda^{-4}(1 + 0.0113\lambda^{-2} + 0.00013\lambda^{-4}) \frac{P(z)}{P(0)} \quad (3.7)$$

Where  $\lambda$  is wavelength in  $\mu\text{m}$  and  $P(0)=1013.25\text{mb}$  is standard atmospheric pressure at sea level.  $P(z)$  is atmospheric pressure at altitude  $z$  that is obtained from a solution of pressure-elevation relationship.

$t_{oz}$  is two way ozone atmospheric transmittance given by Viollier et al. (1980):

$$t_{oz} = \exp(-k(\lambda)U \cos^{-1}(\theta_0) + \cos^{-1}(\theta)) \quad (3.8)$$

Where  $k(\lambda)$  is the ozone absorption coefficient from Neckel *et al* (1981) and  $U$  is the ozone total column content in  $\text{cm-atm}$  (<http://jwocky.gsfc.nasa.gov>).

Sea-surface reflectance,  $\rho_{sfc}^{(\lambda)}$ , is estimated knowing that  $\rho_{sfc}^{(\lambda)} = \rho_{dr}^{(\lambda)} + \rho_{df}^{(\lambda)}$ ; and  $\rho_{df}^{(\lambda)}$  is assumed negligible.  $\rho_{dr}^{(\lambda)}$  can be derive using de model of Cox and Munk (1954) based on Fresnel reflectance equation

$$\rho_{dr}^{(\lambda)} = \frac{\pi}{4\eta_0\eta\eta_n^4} \rho_F \left( \frac{\psi}{2} \right) g(\tan \theta_n) \quad (3.9)$$

Where  $\eta$ ,  $\eta_0$  and  $\eta_n$  are the cosines of the observation  $\theta$ , solar zenith  $\theta_0$ , and the normal of the facet  $\theta_n$  angles respectively.

$$\theta_n = \cos^{-1} \left( \frac{\eta_0 + \eta}{2 \cos \left( \frac{\psi}{2} \right)} \right) \quad (3.10)$$

$$\rho_F(\theta_r) = 0.5 \left\{ \left[ \frac{\sin(\theta_r - \theta_t)}{\sin(\theta_r + \theta_t)} \right]^2 + \left[ \frac{\tan(\theta_r - \theta_t)}{\tan(\theta_r + \theta_t)} \right]^2 \right\} \quad (3.11)$$

$\theta_r$  and  $\theta_t$  (Eq. 3.11) are the zenith angle of the reflected and the transmitted light, respectively.

Basically, Eq.3.3 has two unknowns: the water-leaving reflectance,  $\rho_w^{(\lambda)}$ , and the aerosol reflectance,  $\rho_a^{(\lambda)}$ . The Rayleigh corrected reflectance is computed from  $\rho_c^\lambda = \rho_t^\lambda - \rho_r^\lambda - T_v^\lambda \rho_{sf}^\lambda$ .

Aerosol scattering reflectance,  $\rho_a^{(\lambda)}$  is directly estimated from the aerosol ratio at two NIR bands, s and l (s short, l long wavelengths),  $\varepsilon_{(s,l)} = \frac{\rho_a^s}{\rho_a^l}$ , which can be related to the aerosol optical thickness and type, and is usually considered to be constant in the whole image (Salama and Copin, 2004).

This ratio can be estimated in different ways (Salama and Chen, 2010). Ruddick et al. (2000), used visual inspection of the reflectance's scatter plot for its estimation. Hu et al. (2000), determined the values of aerosol ratio over clear water pixels and extrapolated them to adjacent turbid water pixels. Salama et al. (2004) suggested an automated approach to determine the aerosol ratio based on eigenvector decomposition of the NIR bands (Eq.3.12):

$$\varepsilon_{(s,l)} = \cot \left[ 0.5 \tan^{-1} \left( \frac{C_{ll}}{C_{ss} - C_{sl}} \right) \right] \quad (3.12)$$

where  $C_{sl}$  is the correlation between Rayleigh corrected reflectance of short band (s) and long band (l) of Landsat-ETM.;  $C_{ll}$  is the correlation between Rayleigh corrected reflectance of long band(l) and long band (l) and  $C_{ss}$  is the correlation between Rayleigh corrected reflectance of short band(s) and short band (s). In this work, this approach was applied to data from Landsat-ETM bands 4(837 nm) and band 5 (1625 nm) (Danbara, 2014).

Once the value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  is estimated from Eq.3.12, and adopting the standard approach by Gordon and Wang (1994) which assumes that the water-leaving reflectance is negligible in the NIR ( $\rho_w^{(5)}=0$ ) for clearest waters,  $\rho_a^{(4)}$  and  $\rho_w^{(4)}$  can be derived from Eq.3.3:

$$\rho_a^{(5)} = \rho_t^{(5)} - \rho_r^{(5)} - T_v^\lambda \rho_{sfc}^\lambda = \rho_c^{(5)} \quad (3.13)$$

$$\rho_a^{(4)} = \varepsilon_{(4,5)} \times \rho_c^{(5)} \quad (3.14)$$

$$T_v^{(4)} \rho_w^{(4)} = \rho_c^{(4)} - \varepsilon_{(4,5)} \times \rho_c^{(5)} \quad (3.15)$$

$$\rho_w^{(5)}=0 \quad (3.16)$$

It should be noted that this approach is not directly applicable to high turbidity conditions (Kuchinke et al., 2009); in such cases, a second parameter must be included as the ratio of water-leaving reflectances ( $\alpha$ ) at band 4 and 5 (Carder et al., 1999a,b), that can be approximated as Gould (1999):

$$\alpha_{(4,5)} = \frac{\rho_w^{(4)}}{\rho_w^{(5)}} \approx \frac{a_w^{(4)}}{a_w^{(5)}} \quad (3.17)$$

Where  $a_w^{(4)}$  and  $a_w^{(5)}$  represent the pure water absorption coefficients at 4 and 5 band, respectively. These values can be obtained from the work by Palmer et al. (1974). This ratio,  $\alpha_{(4,5)}$ , is assumed to be a constant value in space and time (Newkermans et al., 2009).  $\rho_w^{(4)}$  and  $\rho_w^{(5)}$  can then be obtained from the TOA reflectance, provided that good estimates of the ratios  $\varepsilon_{(4,5)}$  and  $\alpha_{(4,5)}$  are available.

$$T_v^{(5)} \rho_w^{(5)} = \frac{\rho_c^{(4)} - \varepsilon_{(4,5)} \rho_c^{(5)}}{\alpha_{(4,5)} - \varepsilon_{(4,5)}} \quad (3.17)$$

$$\rho_w^{(4)} = \alpha_{(4,5)} \rho_w^{(5)} \quad (3.18)$$

$$\rho_a^{(4)} = \frac{\alpha_{(4,5)} \rho_c^{(5)} - \rho_c^{(4)}}{\alpha_{(4,5)} - \varepsilon_{(4,5)}} \quad (3.19)$$

However, the great spatial variability of SPM in the study area, which is accentuated on certain dates coinciding with extreme turbidity events, makes it difficult to employ a spatially homogeneous  $\varepsilon_{(4,5)}$  for the whole image and justifies the use of different  $\varepsilon_{(4,5)}$  values for given conditions (Ruddick et al, 2000). In this work, different regions were identified in the corrected reflectance at band 4 *versus* corrected reflectance at band 5 plots to derive specific values for each group. The calculation of the  $\rho_w^{(4)}$  for these areas

is made using a specific  $\epsilon_{(4,5)}$  for each of them and the most suitable algorithm depending upon water is clear or turbid.

The whole process followed to derive water leaving reflectance values from Landsat ETM images is resumed in Fig. 3.2.

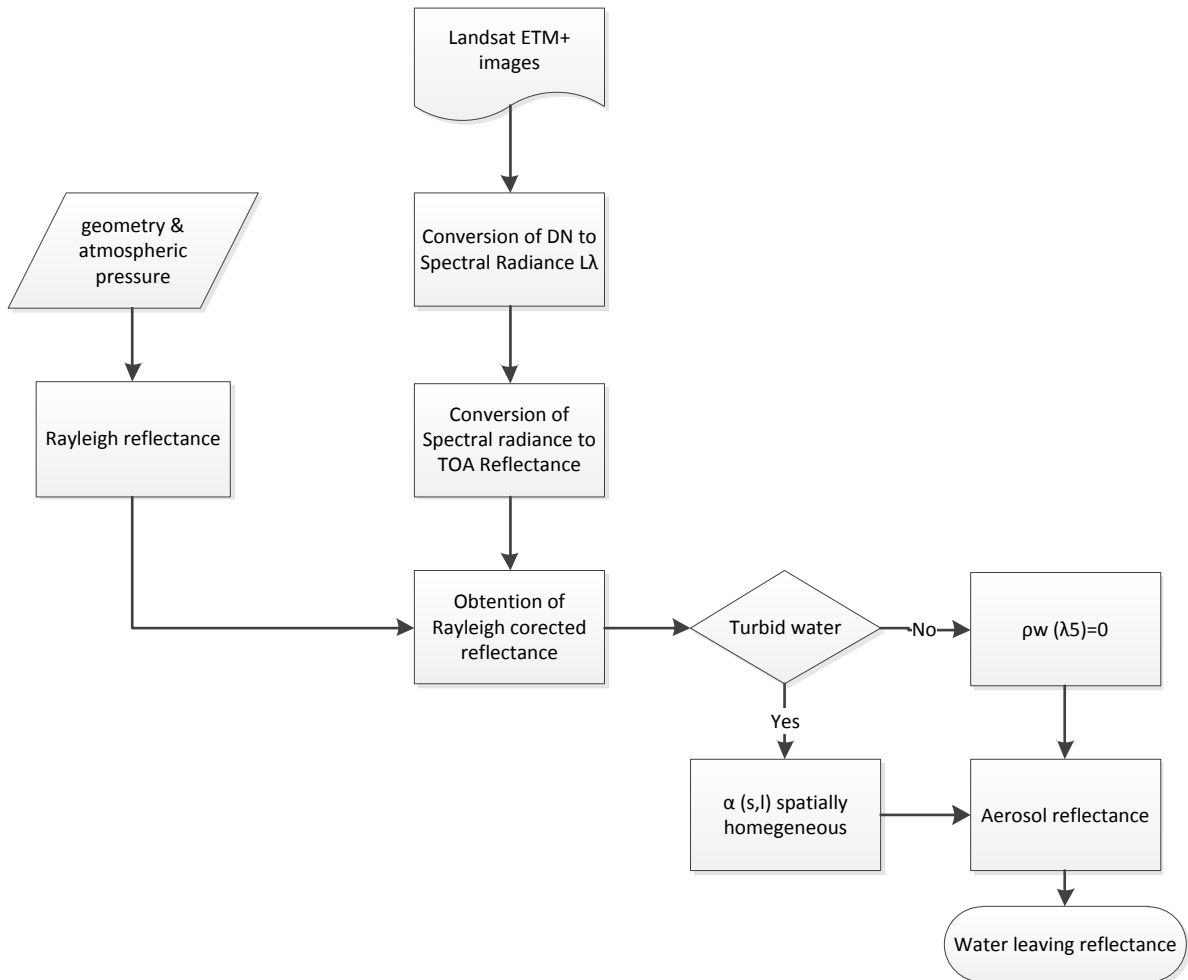


Figure 3.2. Flowchart of the obtaining of water leaving reflectance values from Landsat ETM images at the study site.

### 3.2.4.3. Deriving water inherent optical properties (IOP)

Inherent optical properties (IOPs) characterize the optical behavior of the medium and are independent of the illumination-viewing geometry and water state. For a given illumination-viewing geometry, the IOPs entirely determine the water leaving radiance (i.e. apparent optical properties of the water). These properties are the absorption coefficient  $a(\lambda)$  and the scattering coefficient  $b(\lambda)$ , which are fraction of incident radiation power that is absorbed or scattered per unit path-length of the water medium in  $m^{-1}$ , respectively. The IOPs are assumed as being the sum of IOPs from three

constituents plus the sea-water molecules. These constituents are dissolved organic matter (DOM), phytoplankton pigment (chlorophyll-a), and suspended particulate matter (SPM).

DOM has no significant influence on the total scattering occurring in the water column but is good absorber of the blue light (Bricaud et al., 1981). The scattering of sea water can be assumed symmetric (Morel, 1974) and it can be calculated from a modification of the pure-water equation as:

$$b_w(\lambda) = 8.2030 \times 10^{-3} \left( \frac{400}{\lambda} \right)^{4.322} \quad (3.20)$$

The absorption coefficient of seawater molecules has been reported by Palmer and William (1974); at the NIR range of spectrum, the seawater absorbs most of the light that penetrates its surface. The absorption and scattering coefficients of water were assumed constant. Chlorophyll-a has two absorption coefficient bands in the blue (0.443 $\mu$ m) and in the red (0.675  $\mu$ m) although in the blue the absorption is higher. Therefore, SPM is the main scattering agent of light in the water, especially in areas of river outflow (Case 2 waters), together with DOM.

These IOPs of water can be quantified by the semi-analytical model of Gordon et al. (1988b), which proportionally relates  $\rho_w^{(\lambda)}$  to physical and biological water properties:

$$\frac{\rho_w^\lambda}{T_o^\lambda} = 0.54 l_1 Q \frac{b_b(\lambda)}{b_b(\lambda) + a(\lambda)} \quad (3.21)$$

Where  $\rho_w^\lambda$  is the water-leaving reflectance normalized to the solar transmittance from sun-to-target  $T_o^{(\lambda)}$  (Moral,1991) ;  $l_1=0.0949$  is a constant coefficient; and Q is the ratio between upwelling radiance and irradiance (Mobley, 1994). Assuming an isotropic light field, the value of Q is taken as being equal to  $\pi$  sr. The constant number 0.54 describes the fraction of transmitted light from below the water surface. The parameters  $a(\lambda)$  and  $b_b(\lambda)$  are bulk absorption and backscattering, respectively.

At the NIR part of the spectrum, the water column is assumed to be optically governed by the SPM backscattering  $b_{b(SPM)}(\lambda)$  and the water absorption  $a_w(\lambda)$  coefficients:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) \quad (3.22)$$

$$b_b(\lambda) = b_{b(SPM)}(\lambda) = b_{b(SPM)}^*(\lambda) \times C_{SPM} \quad (3.23)$$

where  $\lambda \in \text{NIR}$ ,  $b_{b(SPM)}^*(\lambda)$  and  $C_{SPM}$  are the specific backscattering coefficient and SPM concentration, respectively.

The linear relationship given by Eq. 3.23 was used to estimate  $b_{b(SPM)}^*$  values along the Guadalquivir River estuary from the plotting of  $b_{b(SPM)}(\lambda)$  values versus  $C_{SPM}$  measurements in the CTDs network. SPM concentrations were then computed from image-derived values of  $b_{b(SPM)}^*$ .

### 3.3. Results and discussion

#### 3.3.1. Atmospheric correction

Table 3. 1 shows the minimum, maximum and mean values obtained of  $\rho_w^{(4)}$  on the different dates for the whole study area using the standard approach by Gordon and Wang (1994), which assumes that  $\rho_w^{(5)} = 0$ . The lower mean value of  $\rho_w^{(4)}$ , 0.04, is found in the image on 5 May, 2010, coinciding with the day of lower and spatially homogeneous SPM concentration values measured by the network (0.102- 0.180 g l<sup>-1</sup>). The mean maximum value of  $\rho_w^{(4)}$ , 0.19, occurred on 11 February, 2009, the day on which extreme SPM values of 13 g L<sup>-1</sup>, followed by a mean value of 0.121 on 31<sup>st</sup> March, 2009, were recorded. Negative values of  $\rho_w^{(4)}$  were observed in some images. These values, which were very low (0.22% in the most unfavorable case) were removed from the analysis.

Table 3.1. Maximum, minimum and mean values of  $\rho_w$  at 837 nm (band 4) using the standard approach by Gordon and Wang (1994).

Date	$\rho_w$ at 837nm		
	min	max	mean
August 19, 2008	0.0043	0.299	0.095
November 23, 2008	$1.2 \cdot 10^{-7}$	0.205	0.068
December 25, 2008	0.0114	0.426	0.106
February 11, 2009	0.00038	0.308	0.190
March 31, 2009	0.00013	0.296	0.121
May 18, 2009	0.0109	0.232	0.062
September 23, 2009	0.00051	0.241	0.089
October 9, 2009	0.00023	0.181	0.065
January 29, 2010	0.00049	0.241	0.114
April 3, 2010	0.000043	0.197	0.094
May 5, 2010	0.0040	0.190	0.040
June 6, 2010	0.0221	0.251	0.053
August 25, 2010	0.000049	0.357	0.056

However, when extending the standard approach by Gordon and Wang (1994) to turbid waters, given that the concentration range measured for the dates analyzed varied from 0.125 to 4.48 g l<sup>-1</sup> with extreme values of 13 g l<sup>-1</sup>,  $\rho_w^{(5)}$  was different from 0 and the mean values of  $\rho_w$  both for band 4 and band 5 were higher. This increase in  $\rho_w$  results in a percentile diminution in  $\rho_a$  with respect to the  $\rho_t^{(\lambda)}$  in both bands. Table 3.2 shows the

values of  $\rho_w$  in bands 4 and 5, respectively. The same as in the previous case, negative values go on appearing and they have been deleted from the study.

Table 3.2. Maximum, minimum and mean values of  $\rho_w$  at 837 nm (band 4) and at 1625nm (band 5) for turbid waters.

Date	$\rho_w$ at 837nm			$\rho_w$ at 1625nm		
	min	max	mean	min	max	mean
August 19. 2008	0.0064	0.4395	0.1394	0.0026	0.1774	0.0563
November 23. 2008	$2.0 \cdot 10^{-7}$	0.3256	0.1074	$8 \cdot 10^{-8}$	0.1315	0.0434
December 25. 2008	0.0143	0.5357	0.1337	0.0058	0.2163	0.0540
February 11. 2009	$6.0 \cdot 10^{-4}$	0.498	0.306	0.00024	0.201	0.123
March 31 2009	0.0013	0.430	0.185	0.0005	0.174	0.075
May 18. 2009	0.014	0.298	0.079	0.0056	0.120	0.032
September 23. 2009	0.00077	0.3665	0.135	0.00031	0.148	0.054
October 9. 2009	0.00035	0.2718	0.098	0.00014	0.110	0.039
January 29. 2010	0.0008	0.389	0.184	0.00032	0.157	0.074
April 3. 2010	0.00006	0.290	0.139	0.00003	0.117	0.056
May 5. 2010	0.0051	0.244	0.0515	0.0021	0.098	0.021
June 6. 2010	0.0256	0.291	0.062	0.010	0.118	0.025
August 25. 2010	0.00007	0.516	0.081	0.00003	0.208	0.033

The mean minimum value of  $\rho_w^{(4)}$  on 5 May, 2010, increased to a value of 0.051 compared to that of 0.040 obtained with the standard approach by Gordon and Wang (1994). A mean maximum value of  $\rho_w^{(4)}$  of 0.31 and of  $\rho_w^{(5)}$  of 0.12 were reached on that same day. These  $\rho_w$  values are much higher than those observed by other authors using this technique for turbid waters (Ruddick et al., 2000). The increase in the  $\rho_w$  values signifies a proportional reduction in the  $\rho_a$  in both bands. Making a comparative study of the  $\rho_w^{(4)}$  results obtained from both the standard approach by Gordon and Wang (1994) and that extended to turbid waters, it was observed that the values of the latter were around 30% higher than those of the former for all the days, both in minima, maxima and mean values.

On the other hand, the mean values of  $\varepsilon_{(4,5)}$  obtained for each of the images do not show the same suitability. Figure 3.3 exhibits the relationship between  $\rho_c^{(4)}$  and  $\rho_c^{(5)}$  for all the dates studied. The image taken on February 11, 2009 has been removed from the study due to its extreme conditions found, which are at the limit of the optimum working range of CTDs and lack reliability. It can be observed that the relationship between the two bands does not follow the same behavior pattern. The line of fit associated with the obtainment of a mean value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  has a maximum  $R^2=0.67$  on 6 June, 2010, whereas for 29 January, 2010,  $R^2= 0.041$ .  $R^2$  varies depending on the date, and different trends can be observed within a given image. When different areas are identified, distinguishing between waters with a low  $\rho_w$ , corresponding to clear waters, and a high  $\rho_w$  corresponding to turbid waters, the resulting values of  $R^2$  for turbid waters



are increased in all cases; this is not observed in the corresponding results for clear waters, in which slight variations are found, decreasing in most of the cases. As examples, on 6 June, 2010,  $R^2$  for turbid water is 0.81 and for clear water is 0.66, and on 29 January, 2010,  $R^2$  are 0.54 and 0.04 for turbid and clear water respectively. This spatial variability of  $\epsilon_{(4,5)}$ , from the slight variations of slope values in Fig. 3.3, confirms the results by Ruddick et al. (2000), who concluded that the aerosol concentration can vary considerably over small space scales, but, however, the aerosol type(or particle size distribution ) can be expected to vary only weakly in space.

This zonation can be observed in Table 3.3, where  $\epsilon_{m(4,5)}$  values averaged over each image,  $\epsilon_t(4,5)$  and  $\epsilon_c(4,5)$  (turbid and clear waters, respectively), for the dates under study are included.  $\epsilon_{m(4,5)}$  values can greatly vary during the study period, especially for given dates, with a maximum on May, 18, 2009, with  $\epsilon_{m(4,5)}=3.1$  and  $\epsilon_c(4,5)=3.4$ ; however, this is not true for other selected dates. The results are consistent with those reported in previous works; for example, the minimum value  $\epsilon_{m(4,5)}=1.088$  on December 25, 2008, is very similar to the 1.05 obtained by Rudick *et al.* (2000), and although  $\epsilon_{m(4,5)}$  is sometimes higher than those  $\epsilon_m$  in the NIR band given by Mao *et al.* (2013) in coastal areas, around 1.4, in general it exhibits this order of magnitude, especially during 2010, with less turbidity in water status.

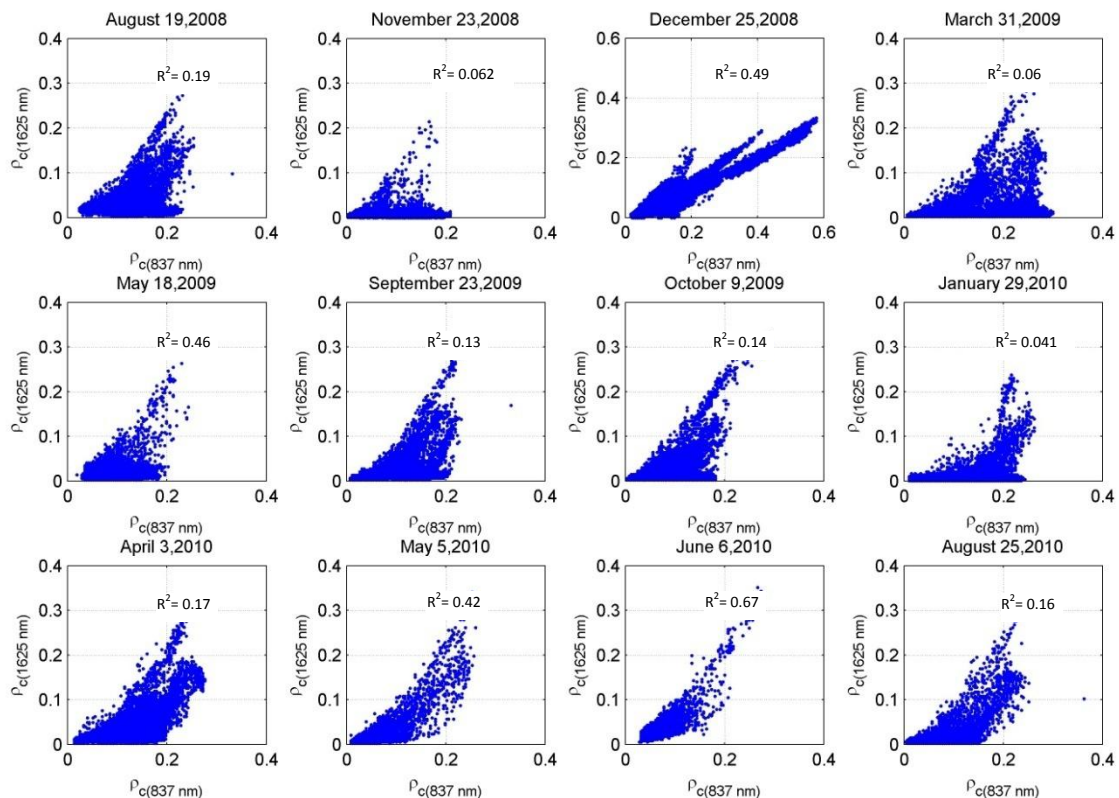


Figure 3.3. Rayleigh corrected reflectances at 837 nm(band 4) and 1635 nm(band 5) on all days studied, and  $R^2$  values associated to the fitted mean value of  $\epsilon_{(4,5)}$ .

There are other factors that affect the estimation of  $\epsilon$ , such as the bias of the satellite sensor calibration, the uncertainty of the Rayleigh scattering reflectance and the absorption effects of atmospheric gases; these may induce reductions of around 10-15% in the case of absorption by oxygen.

Table 3.3. Values of aerosol ratio for all de image,  $\epsilon_{m(4,5)}$ , for turbid water  $\epsilon_{t(4,5)}$ , and for clear water  $\epsilon_{c(4,5)}$  on all dates studied

Date	$\epsilon_{m(4,5)}$	$\epsilon_{t(4,5)}$	$\epsilon_{c(4,5)}$
August 19, 2008	2.498	1.533	3.379
November 23, 2008	1.737	1.347	1.612
December 25, 2008	1.088	1.040	1.647
March 31, 2009	1.927	1.705	1.731
May 18, 2009	3.102	1.331	3.401
September 23, 2009	1.711	1.473	1.476
October 9, 2009	1.766	1.312	1.664
January 29, 2010	2.144	2.005	2.175
April 3, 2010	1.689	1.622	1.706
May 5, 2010	1.392	1.360	1.699
June 6, 2010	1.592	1.134	1.788
August 25, 2010	1.598	1.809	1.524

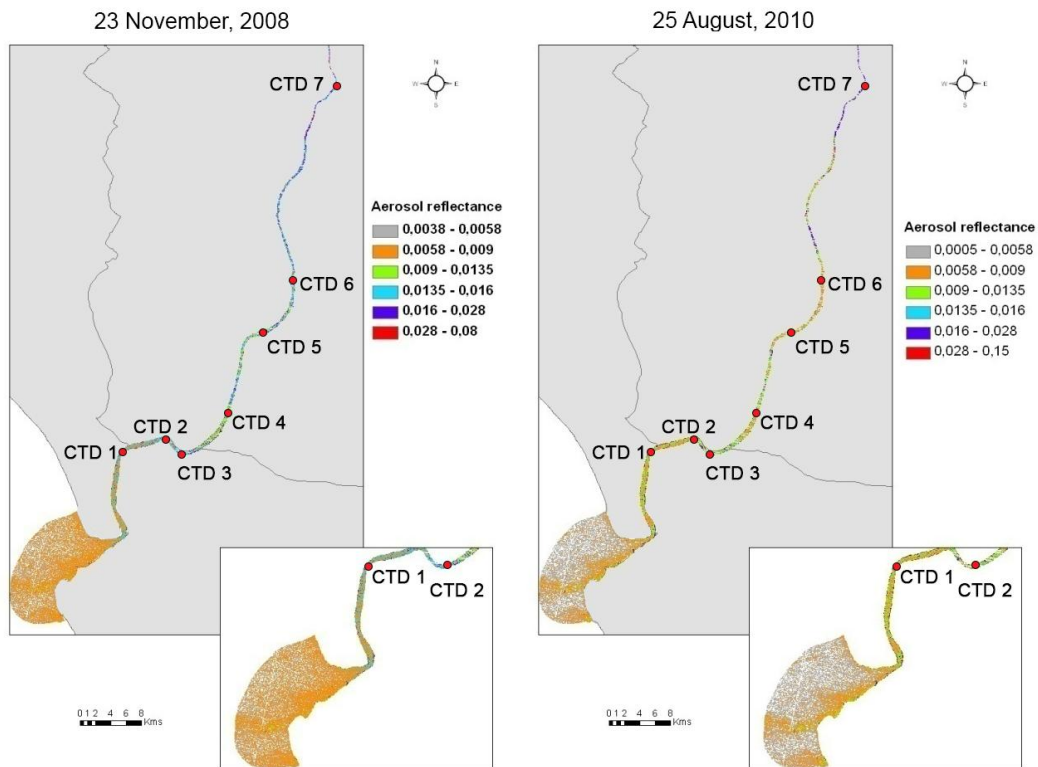


Figure 3.4. Aerosol reflectance along the Guadalquivir estuary on a) November 23 2008 (left) ;b) August 25, 2010 (right).

The percentage of modeled area varied from 80% on March 31, 2009, to 99% on May 5, 2010. These days presented, respectively, the minimum and maximum values of SPM concentrations recorded by the CTDs for the study dates, varying from 1300 to 12000  $\text{mg l}^{-1}$  on March 31, 2009, and from 107 to 180  $\text{mg l}^{-1}$  on May 5, 2010.

Figure 3.5 shows the derived  $b_{b(\text{SPM})}$  along the estuary on two days, for an modeled area of 93% and 97% respectively. High values of  $b_{b(\text{SPM})}$  were observed with a minimum value of  $0.0024 \text{ m}^{-1}$  and a maximum one of  $13.47 \text{ m}^{-1}$ , respectively on August 25, 2010. The 83% of the  $b_{b(\text{SPM})}$  values were lower than  $2 \text{ m}^{-1}$ .

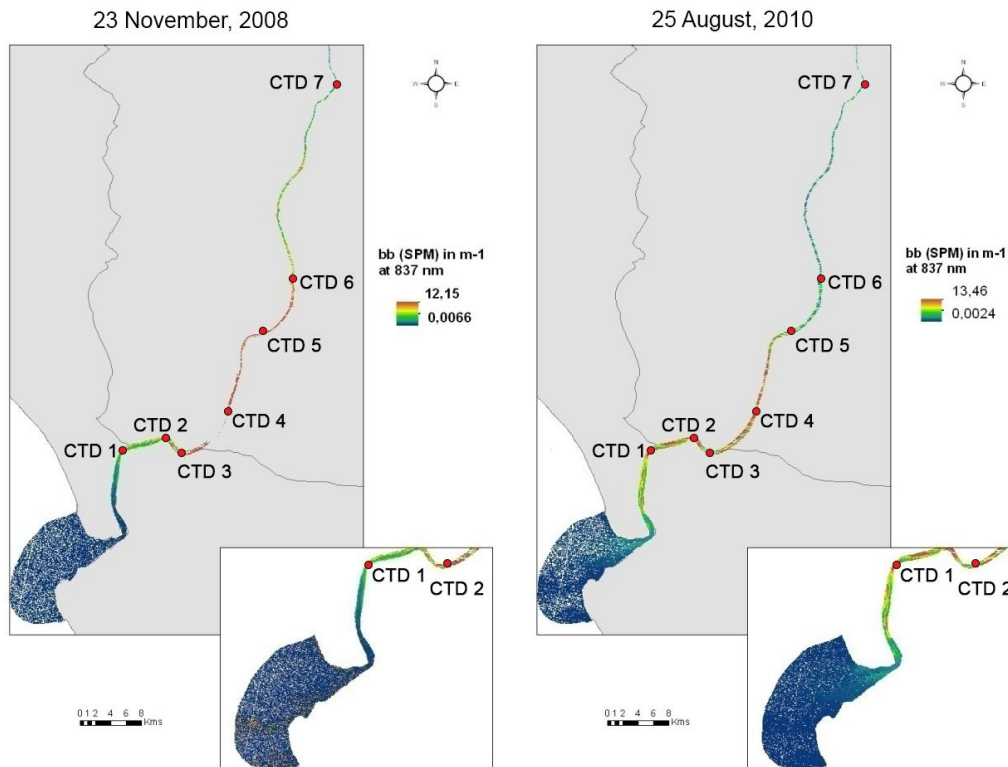


Figure 3.5. SPM backscattering ( $\text{m}^{-1}$ ) along the Guadalquivir estuary at 837 nm on a) November 23rd 2008; b) August 25th, 2010.

Figure 3.6 shows the relationship between the measured SPM values and the derived  $b_{b(\text{SPM})}$  coefficients at the CTDs for all the days studied from using a single value (Figure 3.6.a) of  $\epsilon_c(4,5)$  or two different values (Figure 3.6.a). Both options show a positive relationship for most of the days, with quasi-linearity, for SPM lower than an approximate threshold of  $1000 \text{ mg l}^{-1}$ . This behavior was also reported by Shen et al. (2010) between water reflectance at 810 nm and SPM values, with an asymptotic trend from  $1000 \text{ mg l}^{-1}$  on; the signal of turbidity through reflectance analysis seems to be saturated for highly concentrated waters.

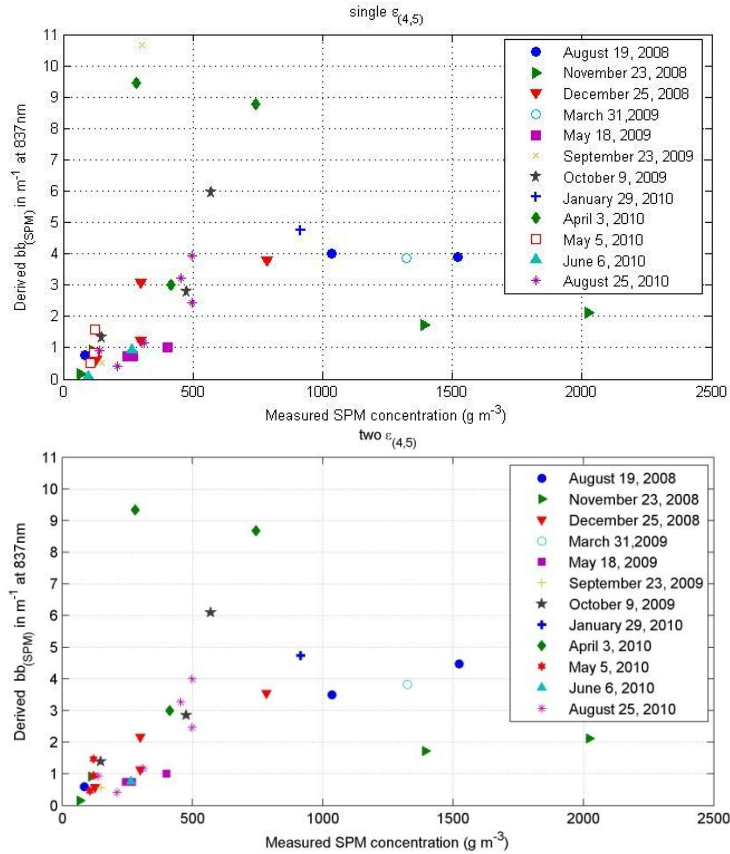


Figure 3.6 .Derived  $b_{b(SPM)}$  at 837nm on all the days studied using (a) a single mean value of  $\epsilon_{c(4,5)}$ ; (b) two values of  $\epsilon_{c(4,5)}$ .

Figure 3.7 shows the values of  $b_{b(SPM)}$  at 837nm estimated over the study period along the main channel. A maximum  $b_{b(SPM)}$  value of  $13.34 \text{ m}^{-1}$  is found at 55 km upstream the mouth on September 23, 2009, with an average turbidity of 454 NTU reported from the CTDs network. The minimum value found,  $0.025 \text{ m}^{-1}$ , is obtained far upstream the mouth, at 106 km, on May 5, 2010, when the average turbidity measured is clearly lower, 83 NTU. The spatial distribution of  $b_{b(SPM)}$  (837nm) shows a maximum whose location depends on the date under analysis and relates well to the evolution of the Estuarine Turbidity Maximum (ETM) position in the area (Díez-Minguito et al., 2011). The  $b_{b(SPM)}$  (837nm) values in the far-field from the mouth are related to the fluvial inputs from the Alcalá del Río dam, at the head of the estuary. Values close to  $11 \text{ m}^{-1}$  were found in this area on January 29, 2010, with a fluvial flow of  $161 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , whereas values of  $10 \text{ m}^{-1}$  were found with flows of  $7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  on November 23, 2008. Moreover, the  $b_{b(SPM)}$  (837nm) values resemble additional factors affecting SPM dynamics in estuaries; for example, May 5 and June 6, 2010, in which the minimum and maximum  $b_{b(SPM)}$  (837nm) values are obtained, present average turbidity values very similar, 83 NTU and 89 NTU, respectively. On May 5, two peak values of  $b_{b(SPM)}$  (837nm) can be observed, at 70 and 95 km upstream from the mouth, with a fluvial inflow of  $94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , whereas on June 6 a more uniform distribution is found, with a fluvial inflow of  $25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and dominance of the tidal dynamics at the time of the image (high tide).

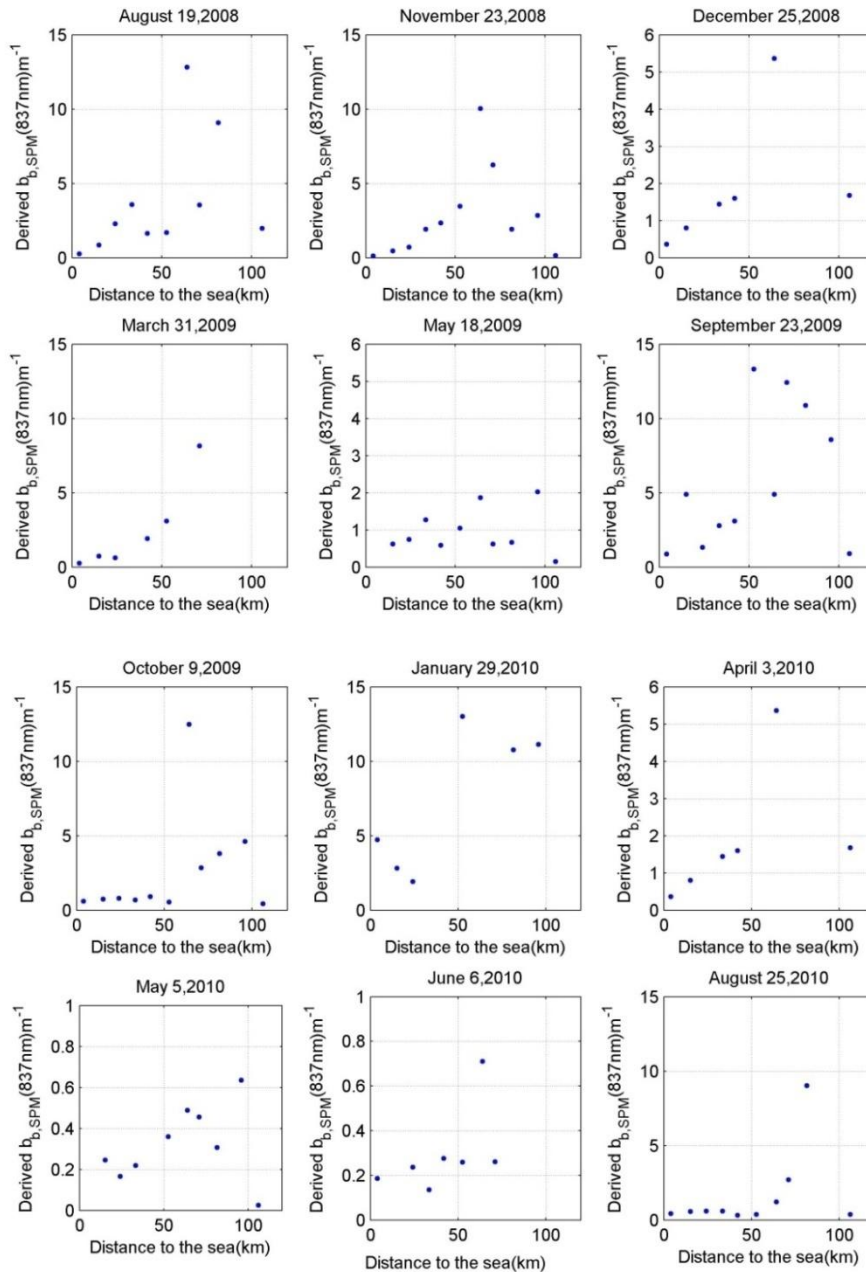


Figure 3.7. Derived  $b_{b,SPM}$  at 837nm along the Guadalquivir estuary on all the days studied.

The estimated  $b_{SPM}^*$  values from the relationship between measured SPM and  $b_b$  ( $SPM$ ) coefficients at the CTDs (Figure 3.6.b) range within 0.0011 November 23, 2008, and 0.0088  $m^2 g^{-1}$  October 9, 2009, with a mean value of 0.0044  $m^2 g^{-1}$  for the whole study period. This value is lower than the mean value of  $b_{SPM}^*$  (550) obtained in the Berau Estuary by Ambarwulan et al. (2011) of  $\sim 0.02 m^2 g^{-1}$ . Similar values have also been reported in high turbidity estuaries:  $\sim 0.005 m^2 g^{-1}$  at the Barito Estuary (Dekker et al., 1998) or 0.0085  $m^2 g^{-1}$  at the Mahakan Delta (Budhiman et al., 2012), and 0.007-0.011  $m^2 g^{-1}$  at different locations along the European coasts (Babin et al., 2003). The daily variation of the  $b_{SPM}^*(837)$  values is the result of different factors, such as the predominant sediment nature in water, which depends on the estuary conditions, the



fluvial and tidal inputs to the estuary and their predominance (with fluctuations at daily and seasonal scales).

Figure 3.8 shows measured versus estimated SPM concentration values on six different days using a single mean value of  $\epsilon_{(4,5)}$  (Fig.8 (a)) and two different values (Fig.8 (b)). An adequate relationship is found, with a maximum RMSE of  $424 \text{ g m}^{-3}$  on November 23, 2008, and a minimum value of  $35 \text{ g m}^{-3}$  on May 18, 2009; the  $R^2$  values obtained are similar to those reported by Budhingan et al. (2012), around 0.72. The adoption of two  $\epsilon_{(4,5)}$  values in the analysis always improved the estimation of the SPM concentration values, as shown by the associated  $R^2$  and RMSE (table 3.4), with negligible difference in some cases, though. The major improvement was found on August 19, for which  $R^2$  varied from 0.77 using a single value of  $\epsilon_{(4,5)}$  to 0.97 with two  $\epsilon_{(4,5)}$ ; and RMSE of  $295 \text{ gm}^{-3}$  and  $117 \text{ gm}^{-3}$ , respectively. On October 9, 2009, however, the improvement is negligible, with  $R^2 = 0.73$  using a single value of  $\epsilon_{(4,5)}$  and  $R^2 = 0.74$  with two  $\epsilon_{(4,5)}$ ; and RMSE of  $137 \text{ gm}^{-3}$  and  $138 \text{ gm}^{-3}$ , respectively.

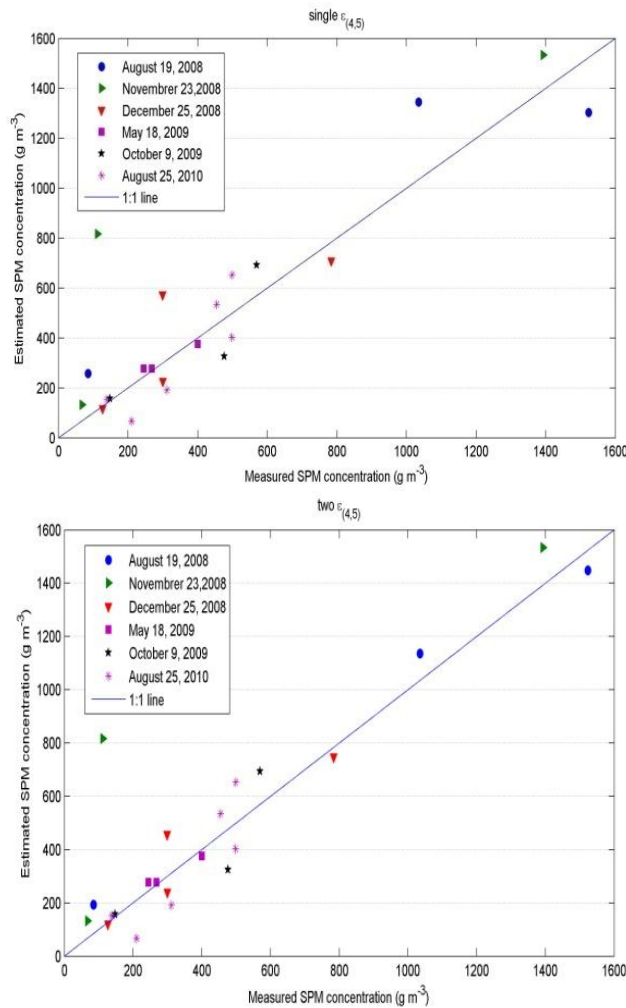


Figure 3.8.(a) Measured versus estimated SPM concentration on six days using a single mean value of  $\epsilon_{(4,5)}$ ; (b) measured versus estimated SPM concentration on four days using two mean values of  $\epsilon_{(4,5)}$ .

Table 3.4. Values of  $R^2$  and RMSE obtained using a single mean value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  and two value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  for six of the dates studied.

Date	Single $\varepsilon_{(4,5)}$		Two $\varepsilon_{(4,5)}$	
	$R^2$	RMSE ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$R^2$	RMSE ( $\text{mg l}^{-1}$ )
August 19,2008	0.77	239	0.97	95
November 23,2008	0.69	375	0.70	374
December 25, 2008	0.64	145	0.87	87
May 18 ,2009	0.68	36	0.75	24
October 9,2009	0.73	113	0.74	112
August 25,2010	0.72	111	0.73	109

Finally, Figure 3.9 shows the SPM concentration values estimated from the resulting  $b_{\text{SPM}(837)}^*$  values during the study period along the main channel of the estuary. When available data were not enough or exhibited low  $R^2$ , the mean  $b_{\text{SPM}(837)}^*$  value was used. This use increases the final RMSE of the estimation, from 95 to 117  $\text{gm}^{-3}$  on August 19, 2008. SPM concentration is distributed along the estuary following a similar pattern to that observed for  $b_{\text{SPM}(837)}^*$ . On the other hand, the maximum SPM value is 9132  $\text{gm}^{-3}$  with  $\text{RMSE} = 374 \text{ gm}^{-3}$  on November 23, 2008, instead of September 23, 2009, in which the maximum  $b_{\text{b(SPM)}}(837\text{nm})$  is found. This may be due to the different nature of the sediment present in water and its variable  $b_{\text{SPM}(837)}^*$ , depending on the date and the kind of relationship found between  $b_{\text{b(SPM)}}(837\text{nm})$  obtained and SPM. When this relationship is non-linear, higher RMSE values are obtained. The minimum SPM concentration value obtained is 7  $\text{gm}^{-3}$  on May 5, 2010.

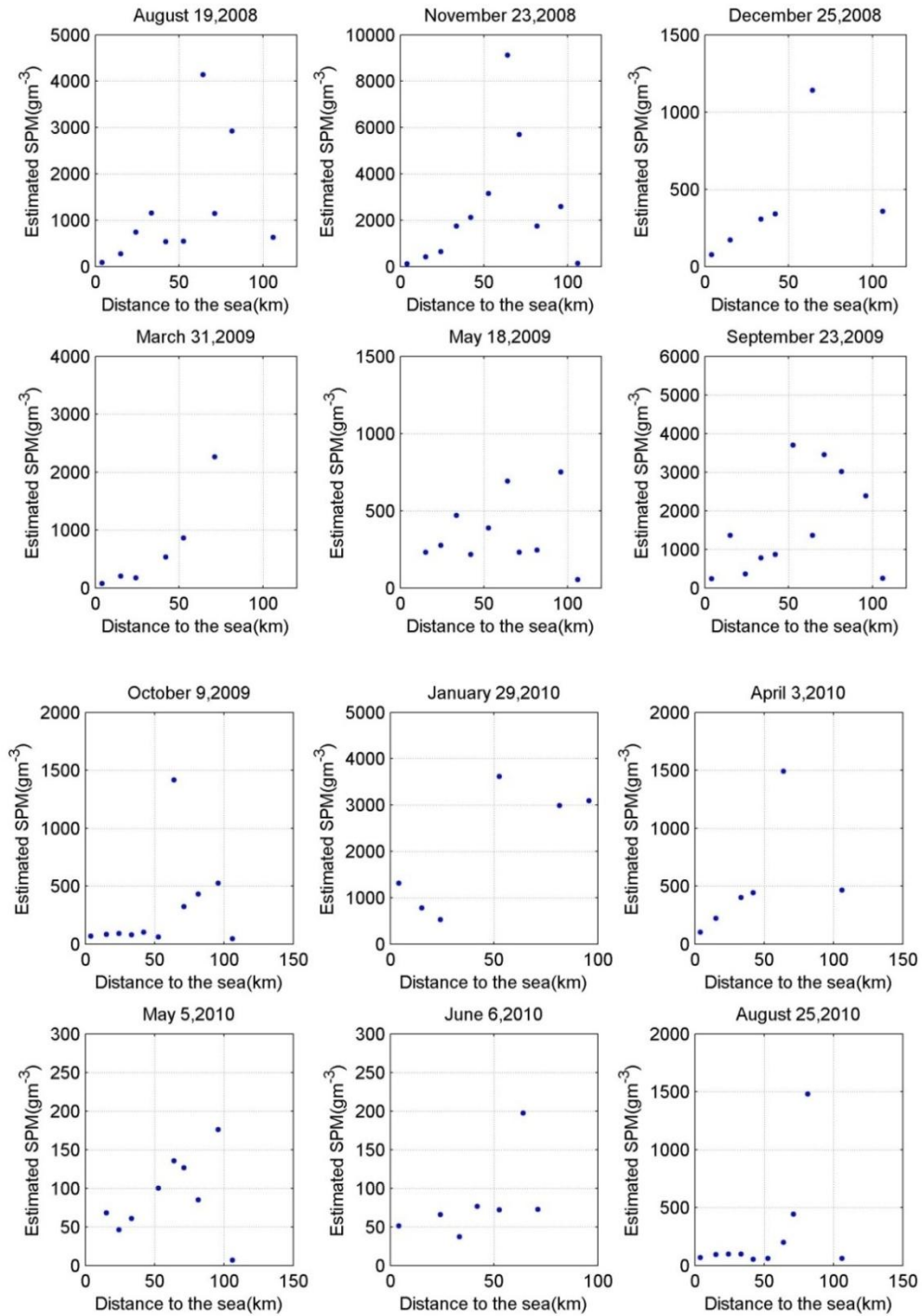


Figure 3.9. Estimated SPM concentrations along the Guadalquivir estuary on all the days studied.



### 3. 4. Conclusions

The standard approach by Gordon and Wang (1994) which assumes that  $\rho_w^{(5)} = 0$ , underestimates by approximately 30% the minimum, maximum and mean values of  $\rho_w^{(4)}$  with respect to those obtained using its extension to turbid waters on all the dates studied.

The semi-analytical model of Gordon (1988b), employed in band 4 to obtain the water properties, is valid for a range of  $\rho_w^{(4)}$ , so that 0.54  $l_1Q$  is lower than  $\rho_w^{(4)}$ . In this case, with high SPM concentrations, it was not possible to apply it in the whole study area, and its range was between 80% and 99% of the area for the days 31 March, 2009, and 5 May, 2010, respectively. This fact justifies the need to define new calibration constants for this model which would be adapted to very turbid waters.

The use of more than one value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  and an area associated with each of them shows a better relationship of the SPM concentration estimated with respect to the SPM concentration measured by the monitoring network, and to the use of a single value of  $\varepsilon_{(4,5)}$  for the whole study area. For 19 August, 2008, a  $R^2 = 0.97$  and  $RMSE = 99 \text{ gm}^{-3}$  were obtained with two  $\varepsilon_{(4,5)}$  compared to  $R^2 = 0.77$  and  $RMSE = 235 \text{ gm}^{-3}$  with a single value of  $\varepsilon_{(4,5)}$ .

Under determined conditions the estimation of  $b_{SPM}^*(837)$  value show successfully results with  $RMSE = 95.45 \text{ NTU}$  on August 19, 2008, which allows obtaining evolution maps of SPM and turbidity. Nevertheless, for other cases, the linear relationship hypothesized for its estimation is not clear and shows greater errors, which does not allow to differentiate these cases *a priori*. On the other hand, the use of  $b_{SPM}^*(837)$  mean value make it possible to obtain SPM and turbidity maps for any date, although an increment in  $RMSE$  is observed, with a value of 173 NTU on August 19, 2008. For the correct estimation of this parameter it would be necessary to perform field calibrations.





## Chapter 4: Estimation of turbidity along the Guadalquivir estuary using Landsat TM and ETM+ images

This chapter has been presented as oral communication in SPIE Remote Sensing, 2013 and published:

Carpintero, M. Contreras, E. Millares, A. Polo, M.J. Estimation of turbidity along the Guadalquivir estuary using Landsat TM and ETM+ Images. Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XV. Vol. 8887, pp. 88870B - 88870B. 2013. Doi: 10.1117/12.2029183

Part of the results of this chapter has been presented as oral communication in “XII Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos”:

Carpintero, M., Contreras, E., Jurado, A., Polo, M.J. Estudio de la turbidez en el estuario del Guadalquivir a partir de imágenes Landsat y medidas in situ. Variabilidad local. XII Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos.

This chapter has been prepared to be submitted to *Remote sensing and Environmental*.

### *Abstract:*

*Estuarine water in Mediterranean basins has high concentrations of suspended sediment. In order to study the temporal and spatial distribution of turbidity, a monitoring network with sufficient temporal and spatial resolution is needed to monitor water quality, and this is not always available. Thus, over the last few years, satellite images have been used as an alternative way to estimate water quality parameters, such as turbidity. The Guadalquivir River estuary in south-west Spain extends for 105 km and is one of the world's most turbid estuaries. The sediments present are of a very fine texture due to the great length of the river but, mainly, to the extreme trapping efficiency of the dense reservoir system upstream. This work shows the relationship between turbidity patterns along the Guadalquivir river estuary and the data from Landsat ETM+ images from August 2008 to 2010, and the suitability of the algorithms previously used in this estuary environment, with the ultimate goal of obtaining turbidity maps. The results of this study show that the use of previously developed algorithms underestimate turbidity values measured by the monitoring network used, which proves that one single algorithm for the entire period of study does not provide a reliable reproduction of the real situation. The wide variability in turbidity data along the estuary has enabled us to develop specific expressions for each day, which allow us to obtain turbidity maps.*

**Keywords:** Landsat ETM+ images, turbidity, fluvial network, suspended sediment, algorithms of estimation

## 4.1. Introduction

Estuaries are among the most important areas for sediment and nutrient exchange between oceans and continents, and they present a complex and varied morphology. As they represent the final stretch of rivers, a number of basic conditions favouring high turbidity are present, such as the presence of fine materials from predominantly agricultural areas (in the case of Mediterranean basins), slow speed regimes and tidal dynamics with contributions from the platform. Turbidity is an optical property related to the cloudiness or haziness of the fluid caused by individual particles of suspended and dissolved matter, such as clay, silt, finely divided organic matter, plankton and other microscopic organisms, organic acids, and dyes (ASTM-International, 2003), that enhance dispersion and absorption of light in the water column. Turbidity values increase along with the amount of dispersed light, and can vary depending on the shape, color, and reflectivity of the suspended material. Turbidity dynamics in estuaries is mainly dependent on the fluvial inflow, the tidal wave, the outer atmospheric conditions such as wind speed and direction, and the behaviour of the sediment plume with the tidal cycles (Contreras, 2012).

The Guadalquivir Estuary in south-western Spain is one of the world's most turbid estuaries (Díez-Minguito et al., 2011) and its consistently extreme turbidity events make it a singular site for studying and monitoring the estuarine dynamics. High and persistent turbidity conditions threaten the fragile equilibrium of the estuarine ecosystem, and also condition the development of other activities in the surrounding areas, such as agriculture and aquaculture facilities.

In order to adequately monitor the water quality status under different tidal-fluvial interaction, not only a specific network of sensors with suitable temporal and spatial resolution is needed along the estuary (Contreras and Polo, 2012), but also a continuously updated calibration and maintaining due to the high load of suspended sediment in this area. The use of remote sensors increases the information available in order to study the spatial distribution of turbidity and other variables related to water quality (Hellweger et al., 2004) allowing us to generate time series with high spatial resolution.

In recent years, many authors have used images to estimate turbidity in water bodies obtained from a range of sensors, such as MODIS (Lambrix et al., 2003; Chen et al., 2009; Moreno et al., 2010; Kaba et al., 2014), MSS (Khorram et al., 1985), MERIS (Doerffer, R., & Schiller, 2007) and Landsat TM and ETM+ (Baban et al., 1997; Östlund et al., 2001; Ma and Dai, 2005; Hadjimitsis et al., 2006) amongst others. Despite the fact that TM and ETM+ Sensors were originally designed for land observations, they have proven to be useful for assessing aquatic systems (Kabbara et al., 2008; Mantas et al., 2013), in spite of their radiometric limitations (bandwidths of 60 to 80 nm in the visible), primarily because of their higher spatial resolution (30 m, or half of that in panchromatic mode (Chang et al., 2004).

Empirical methods, such as simple and multiple linear regressions (Chen et al., 2007; Ekercin, S., 2007; Petus et al., 2010), demonstrate the existence of a clear and detectable relation between water composition and remote sensing observations, establishing a relationship between turbidity values measured in situ and the reflectance values measured by the sensor (Choubey, 1992).

These approaches are certainly useful for specific study sites, but their general application to estuarine sites different than those where they were developed is problematic, since they fundamentally depend on the specific data and conditions under which they are calibrated (Salama et al., 2012). This means that these regression equations may also be applied to water bodies in adjacent watersheds with similar soils and geological formations, as these are expected to have similar particle size characteristics and hence similar reflectance characteristics (Horsburgh et al., 2010). However, any application to a new site or any change of sensor or resolution imposes some constraints even in closed sites, especially when variable local conditions significantly affect the reflectance of the water surface (depth, bed characteristics, wind-induced waves, etc.), and requires a new calibration, leaving little room for generalization (Volpe et al., 2011).

This work studies the relationship between the turbidity patterns along the Guadalquivir River estuary and the data from Landsat ETM+ over a 2 year period, and the suitability of the algorithms previously used in this estuary environment, with the final goal of obtaining turbidity maps over longer periods to trace SPM variability and feed hydrodynamics and water quality models.

## **4.2. Methodology**

### **4.2.1. Study area**

The Guadalquivir River estuary (Southwestern Spain) stretches for 105 km between the Alcalá del Río dam, upstream, and the river mouth at Sanlúcar de Barrameda. It is an Atlantic mesotidal estuary (Diez-Minguito et al., 2011) with a mainly longitudinal salinity gradient and is subject to an intense regulation from the Alcalá del Río dam (110 km from the river mouth), which blocks the tidal wave upstream.

The sediments in the estuary are of a very fine texture due to the great length of the river and, mainly, the extreme trapping efficiency of the dense reservoir network upstream, for 57500 km<sup>2</sup> of the contributing area. With an average value of 0.5- 45 gl<sup>-1</sup> for the suspended sediment range along the estuary, extreme values of up to 16 gl<sup>-1</sup> can be found associated to persistent turbidity events forced by different combinations of conditions. Two maximum turbidity zones can be found; the first, located downstream, is mainly caused by an increased resuspension capacity due to the transversal circulation in areas with low curvature, and the second is associated to the maximum extend of the saline intrusion and the stationary nature of the wave propagation and is, then, located upstream and even reaches the dam under very low fluvial inflows.

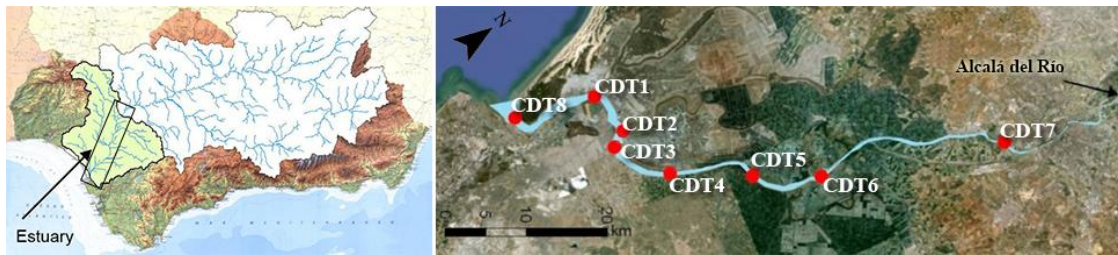


Figure 4. 1. Location of Guadalquivir River estuary and CTD buoys installed in the estuary.

#### 4.2.2. Available data

Information about turbidity and other meteorological, hydrological and sea-state variables was gathered and used for this study, as described below.

##### - Turbidity

The available turbidity data were obtained from a monitoring network composed by eight stations installed on navigation buoys between the river mouth and Seville harbor, strategically positioned along the estuary, which provided continuous turbidity measurements in situ every 30 minutes from February 2008 to November 2011 (Fig. 4.1). Each station was constituted by a turbidimeter (Turner Designs, model Cyclops-7) using CTD Seabird Electronics SBE16plus equipment with other external sensors that also took measurements of conductivity, temperature, salinity, dissolved oxygen and chlorophyll fluorescence (Navarro et al., 2011). For this study, the measurements in the 100cm layer surface of the water column were used, for the data and time of the available satellite images. The CTD number 2 was not used because there is no data during the study period.

##### - Meteorological data

Daily precipitation, air temperature, and wind speed and direction from weather stations throughout the contributing watersheds to the estuary are available by Agroclimatic Information Network of Andalusia (RIA) (IFAPA, 2013). Data from two stations were used to assess the dominant conditions during the study period.

##### - Fluvial inflow to the estuary

Daily mean fluvial inflow to the estuary from the Alcalá del Río dam are available since 1931 from the Guadalquivir River Hydrological Data and Alert System (SAIH-Guadalquivir, 2013).

##### - Tide information

Wave and wind characteristics obtained from WANA node (315019035) provided by the Federal Ports Authority, Spain and the AEMET (Federal Meteorological Agency). Each WANA point contains daily series of forecast wave (WAM wave model) and wind data (HIRLAM model) since 1996 (Bramato et al., 2010).

### **4.2.3. Satellite image data and pre-processing**

The images used in this study were taken using Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) with a 16-day temporal resolution and a spatial resolution of 30 m (bands 1-5 and 7) and 60 m (band 6), available from July 1999 onwards. The analysis of the in situ turbidity data series provided by the network of CTDs over a two-year period from its installation in February 2008 to the end of 2010 allowed us to select the Landsat ETM+ images for which turbidity data were available. As a result, a total of 13 cloud-free images of scene 202-34 (path/row) were processed for the dates: August 19, 2008; November 23, 2008; December 25, 2008; February 11, 2009; March 31, 2009; May 18, 2009; September 23, 2009; October 9, 2009; January 29, 2010; April 3, 2010; May 5, 2010; June 6, 2010, and August 25, 2010.

The images were calibrated radiometrically and atmospherically. Radiometric calibration consists of a conversion of Digital Number (DN), which are calibrated to fit a certain range of values, to at-satellite radiance (Chander et al., 2009). A detailed description of this method is included in Appendix F. The atmospheric effects modify the radiation between the surface and the sensor due to scattering or absorption by water vapour, clouds and aerosols. The atmospheric correction removes these factors. For the atmospheric correction, the FLAASH code (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes) was used (Adler-Golden et al., 1998), based on the energy transfer model MODTRAN 4 (Berk et al., 1989). Monthly concentrations of aerosols and atmospheric water content at each date were generated with the 6S model (Vermote, 1997) (see Appendix F). The aerosol model used was the maritime model, with a visibility of 40 km.

### **4.2.4. Validation of reflectance values associated to each CTD**

Landsat ETM spatial resolution implicates that the surface area associated with each pixel is 30×30 m. It must be checked that the corrected reflectance value shows little variability in the area associated with the pixel being studied. For this, we used a cell size of 3×3 pixels centered on the pixel being studied, in which the CTD is found (Woodruff et al., 1999; Braga et al., 2003). This mesh corresponds to an area of 90×90m. The variability in the corrected reflectance of the mesh in all spectral bands, except the thermal band, was studied using statistical deviation. A level of confidence was established, with an interval of 95% for standard deviation values. Deviations of over 5% would imply that there is a major change in the reflectance around the pixel, which would lead to assume that this variability may exist within the pixel, so that the reference value for the pixel may not be representative of the whole. Thus, the pixels with deviations above this threshold level were disregarded in the study.



#### 4.2.5. Description of existing turbidity algorithms

The values of corrected reflectance from the satellite images were used to analyze the turbidity values obtained with the algorithm by Bustamante et al. (2009), which had been used in other works in the surroundings of the study area.

This algorithm was developed in the marshes of Doñana and the Guadalquivir river using in situ turbidity measurements and using images taken by Landsat-5 (TM) and Landsat -7 (ETM +). It is an empirical model which uses band 3 (630-690nm) and was designed in an area very close to this study area –and therefore in similar atmospheric conditions. It is an evolution from the previous model used by Bustamante et al. (2005) and Díaz-Delgado et al. (2006), who used a wider area of the spectrum, using bands 2 (519-601 nm), 3 (630-690 nm) and 7 (2065-2346 nm).

The empirical model given by Bustamante et al. (2009) conforms to a predictive model of the GAM type (Generalized Additive Model) to obtain the turbidity predictor measurement at each sample point in NTU, which is then logarithmically transformed (natural logarithm). This model predicts the water turbidity in a flooded pixel from the reflectivity of the visible spectrum corresponding to band 3 and denotes a positive linear relationship between the turbidity and the reflectance of this band, which accounts for 78.6% of the variability in the area where it was obtained (Eq. 4.1).

$$\ln(NTU + 0.01) = 1.195 + 14.45 * B3 \quad (4.1)$$

where Ln stands for natural logarithm, NTU is turbidity in NTU units, and B3 is the band 3 reflectance from the Landsat sensor used.

Turbidity analysis was performed by comparison in a decimal logarithm of the turbidity estimated by the model and the turbidity measured in situ by the CTDs at the time that the sensor passed (around 11a.m.). The log-decimal scale was used mainly due to the turbidity's order of magnitude.

For this evaluation, the root mean square error (RMSE) and the  $R^2$  were obtained from the data of each image. This analysis reveals whether the estimated values predict the turbidity measured in situ or, on the other hand, they under-or overestimate it.

#### 4.2.6. Analysis of turbidity trend from in situ algorithms

Additionally, local empirical algorithms were obtained in this work. Firstly, a correlation analysis of the reflectance of the various bands with the measured turbidity was performed using a correlation matrix to obtain a Pearson correlation coefficient (r) that allowed to evaluate the region of the spectrum with the greatest influence on turbidity. Once the best correlated spectral lengths were identified, the relationship

between the two variables was studied. A linear regression (Lathrop and Lillesand, 1986; Moreno et al., 2010) was used to correlate the reflectance values with the base 10 logarithm of the turbidity. A specific expression was obtained to estimate the turbidity for each image date, using a minimum square optimization function to derive the regression coefficients. The estimated turbidity values were compared with the turbidity values measured by the CTDs using the associated RMSE.

## 4.3. Results

### 4.3.1. Variability of reflectance values

Table 4.1 shows the values of the maximum, minimum and average standard deviation for the 624 corrected reflectance values in the pixels under study and their environment, in each of the bands and for each CTD.

Table 4.1. Mean, minimum and maximum standard deviation of the 3×3 pixel cell for the study period.

		<b>Band 1</b>	<b>Band 2</b>	<b>Band 3</b>	<b>Band 4</b>	<b>Band 5</b>	<b>Band 7</b>
<b>CTD0</b>	<i>Mean</i>	0.0025	0.0021	0.0030	0.0028	0.0020	0.0024
	<i>Min</i>	0.0014	0.0010	0.0012	0.0011	0.0007	0.0013
	<i>Max</i>	0.0043	0.0039	0.0061	0.0068	0.0056	0.0062
<b>CTD1</b>	<i>Mean</i>	0.0097	0.0040	0.0055	0.0085	0.0056	0.0034
	<i>Min</i>	0.0016	0.0011	0.0018	0.0037	0.0027	0.0018
	<i>Max</i>	0.0836	0.0119	0.0149	0.0186	0.0146	0.0072
<b>CTD3</b>	<i>Mean</i>	0.0049	0.0099	0.0143	0.0227	0.0033	0.0039
	<i>Min</i>	0.0016	0.0014	0.0016	0.0018	0.0014	0.0014
	<i>Max</i>	0.0179	0.0533	0.0797	0.1612	0.0049	0.0182
<b>CTD4</b>	<i>Mean</i>	0.0060	0.0086	0.0114	0.0094	0.0021	0.0028
	<i>Min</i>	0.0010	0.0009	0.0014	0.0013	0.0009	0.0012
	<i>Max</i>	0.0505	0.0899	0.1120	0.0741	0.0036	0.0061
<b>CTD5</b>	<i>Mean</i>	0.0051	0.0086	0.0112	0.0125	0.0018	0.0025
	<i>Min</i>	0.0015	0.0011	0.0013	0.0020	0.0001	0.0004
	<i>Max</i>	0.0216	0.0526	0.0733	0.0517	0.0057	0.0047
<b>CTD6</b>	<i>Mean</i>	0.0079	0.0132	0.0166	0.0136	0.0026	0.0023
	<i>Min</i>	0.0010	0.0008	0.0020	0.0025	0.0009	0.0013
	<i>Max</i>	0.0496	0.0900	0.1105	0.0633	0.0068	0.0070
<b>CTD7</b>	<i>Mean</i>	0.0040	0.0055	0.0076	0.0089	0.0026	0.0034
	<i>Min</i>	0.0013	0.0013	0.0013	0.0019	0.0010	0.0008
	<i>Max</i>	0.0168	0.0426	0.0502	0.0456	0.0108	0.0095

It can be observed that most of the values meet the criterion – a standard deviation of  $\leq 0.05$ . In particular, the standard deviation values associated with the pixels finally used in the study lie between the 0.0001 minimum value, obtained for CTD5 in band 5, and 0.0496 for CTD 6 in band 1. Of the total values obtained, 18 were ruled out for

producing deviation values over 5%; only 3 of them showed a deviation greater than 0.1, with a maximum value of 0.16 in band 4 for CTD 3. The only CTD not to produce any deviation value above 0.05 was CTD 0, with a minimum deviation value of 0.0007 in band 5 and a maximum of 0.0068 in band 4.

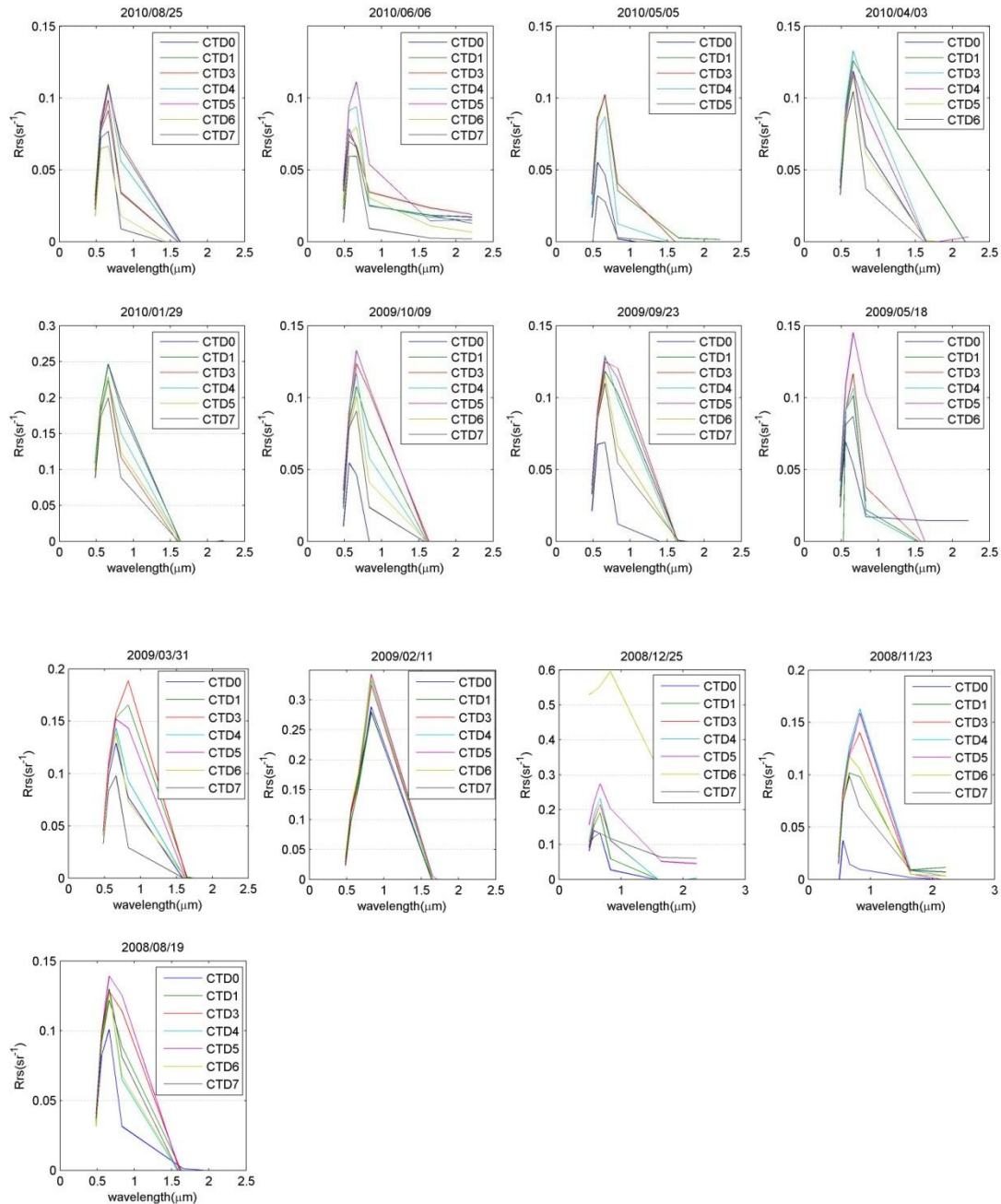


Figure 4.2. Water leaving reflectance for different wavelengths at the CTDs locations for every image in the study period.

Figure 4.2 shows the corrected values of water reflectance for five wavelengths corresponding to the CTDs locations along the estuary channel for the thirteen images analyzed during the study period. The highest values are observed at CTD 6 on

December 25, 2008, followed by the results on February 11, 2009, at all CTDs. During this period a persistent event of extreme turbidity took place at the estuary, with SPM concentrations up to  $14750 \text{ mg l}^{-1}$ . In every date studied, the maximum reflectance occurs at  $0.66\mu\text{m}$ .

#### 4.3.2. Correlation analysis of turbidity and band-3 reflectance

Judging from the correlation analysis of corrected reflectance for all bands (except for band 6, which is the thermal band) with turbidity, measured by the different CTDs, using Pearson r coefficient, the results confirm that band 3 presents the best correlation. The maximum value for Pearson's r of 0.985 was recorded on August 25, 2010 (see Table 4.2). The lowest values of r, -0.039 and 0.44, were recorded on February 11, 2009 and October 9, 2009, respectively. On these days, when the correlation between the turbidity measured and the reflectance of band 3 is lower, there are other bands, for instance band 1, which show a higher correlation. The correlation values were -0.21 for band 1, on February 11, 2009, compared with -0.039 for band 3, and 0.50 for band 1 on October 9, 2009, compared with 0.44 for band 3. However, for the rest of the series, these bands show a lower correlation with turbidity than that of band 3, which therefore does not justify their generalized use. From the above, it can be confirmed that from the whole spectrum, the results corresponding to band 3 best represent turbidity, which coincides with other authors in different environments (Lambrix and Naugle, 2003; Hellweger et al, 2004; Ambarwulan et al, 2012).

Table 4.2. Pearson's correlation coefficient values (r) between turbidity and reflectance corrected for band 3, together with average (mean), minimum (min) and maximum (max) turbidity values in NTU.

Date	r	Turbidity (NTU)		
		Mean	Min	Max
August 19, 2008	0.832	533.7	53.1	951.1
November 23, 2008	0.732	349.0	42.5	869.7
December 25, 2008	0.675	315.4	79.2	592.8
February 11, 2009	-0.039	6276.6	2512.3	7951.3
March 31, 2009	0.621	2784.0	826.7	7734.7
May 18, 2009	0.837	140.5	60.6	167.8
September 23, 2009	0.968	453.1	93.7	749.5
October 9, 2009	0.444	319.9	92.2	562.2
January 29, 2010	0.838	711.4	518.8	1143.3
April 3, 2010	0.764	513.6	258.0	689.1
May 5, 2010	-0.870	82.8	67.1	112.3
June 6, 2010	0.564	88.9	20.8	164.8
August 25, 2010	0.985	219.8	86.5	311.6

It can be seen from Table 4.2 how the lowest Pearson r coefficient value, -0.039, which occurred on February 11, 2009, is associated with the highest average, minimum and maximum turbidity values measured in the series, with values of 6276.6 , 2512.3 and 7951.3 NTU respectively. These highly extreme conditions are at the limit of the optimum working range of the CTDs, and also widely differ from the turbidity conditions in the estuary for all the other dates used in this study. This is illustrated by comparing the correlation obtained for this date with the corresponding correlation for the rest of the images. Based on these results, the image taken on February 11, 2009 was removed from the rest of the analysis.

Figure 4.3. shows the relationship between the turbidity measured and reflectance in band 3 for each study day. The relationship between the two variables can be seen to rise, with linear behaviour for the initial interval during the dominance of average turbidity and rising to its threshold level after which the variations in reflectance do not adequately reflect the changes in turbidity. This is particularly significant for March 31, 2009, which presents extreme turbidity values compared with other days, although its reflectance value is not significantly higher. The behavior observed for December 25, 2008 and January 29, 2010 is also worth noting: the average reflectance values are significantly higher than those for the rest of the series on both days, which happened to be the coldest days of the series studied, with an average air temperature of around 9 ° C. This could be linked to processes of biological inhibition, although there is not enough information to be able to contrast this at this stage of the study. The saturation in band 3 for high turbidity values can also be confirmed from the relationship of the typical deviation of reflectance with the measured turbidity (Figure 4.4), showing a generally negative linear trend as the turbidity increases, except for December 25, 2008, when the values again differ from the rest of data.

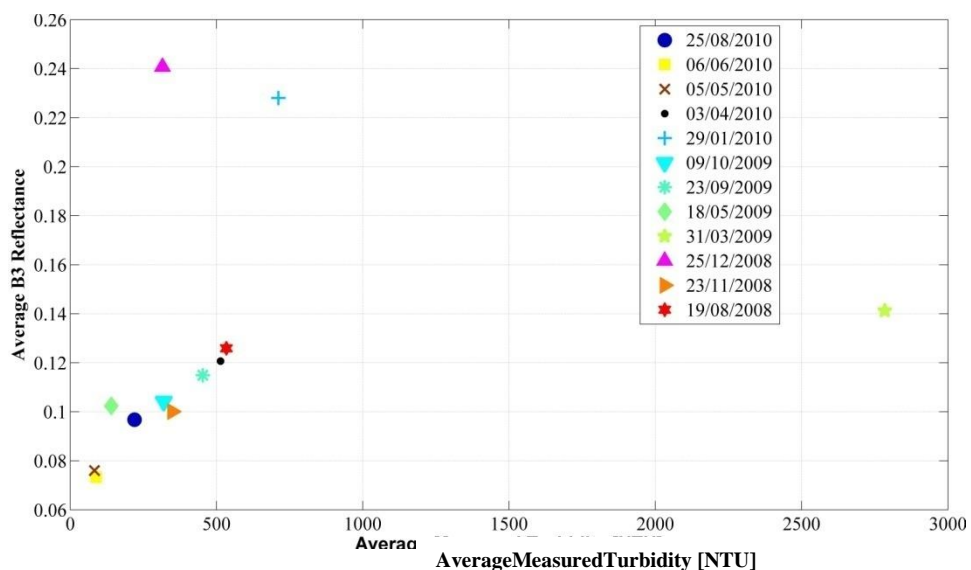


Figure 4.3. Relationship between average measured turbidity (NTU) and average B3 reflectance for each image-date during the study period.

The different behavior observed in the reflectance in band 3 in time, together with the amplitude of the dominance of observed turbidity in the estuary, confirms the need for different local expressions in time and the existence of a maximum interval of application of the ratios obtained. In addition, a threshold of 750 NTU can be established from the results obtained as a first estimate of the local maximum limit over which the reflectance signal is saturated against increases in turbidity, and a limit for applying the final valid relationships. Above this limit, a variation of 1% in the average reflectance in band 3 corresponds to a variation in average turbidity in the study area of over 7%.

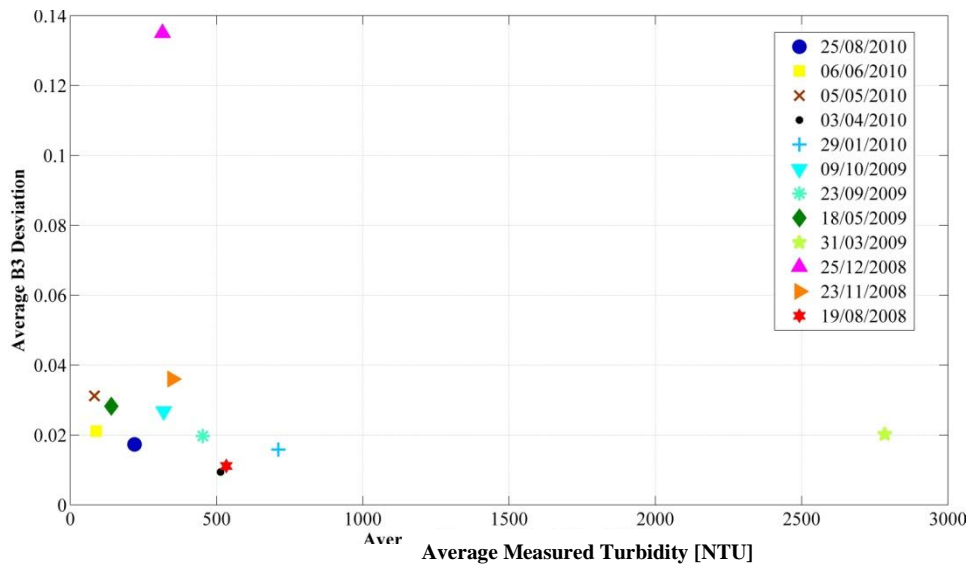


Figure 4.4. Relation between average measured turbidity (NTU) and average B3 deviation for the study.

### 4.3.3. Turbidity estimation using Bustamante et al.'s algorithm

For the selected images, the turbidity value,  $T$ , was estimated in the pixels associated with each CTD, using Bustamante et al. (2009)'s algorithm and compared with the corresponding measurement (Figure 4.5). The accuracy of the estimate (Table 4.3) was analyzed using the  $R^2$  of the adjustment equation and the mean square error, RMSE, between the measured and estimated turbidity values on a logarithmic scale.

It can be observed that over the 12 days studied, the model always underestimated the turbidity values (Figure 4.5). The highest values of underestimation were on March 31, 2009, with an RMSE value of 1.8640 (equivalent to 4700 NTU). On the other hand, the day when the underestimation was lowest was December 25, 2008, with an RMSE value of 0.7213 (3491 NTU), followed by June 6, 2010, January 29, 2010 and May 5, 2010, with RMSE values of 0.8424, 0.8464 and 0.8869 (93, 618, 77 NTU), respectively (Table 4.3). The estimated turbidity values are well below the order of magnitude of the measured turbidity, thus impeding the systematic implementation of this algorithm in the study area for the usual values of observed turbidity. The lowest value of  $R^2$  was

0.386 on March 31, 2009, when the largest RMSE value was found (1.8640), followed by December 25, 2008 with an  $R^2$  of 0.456 and the lowest RMSE value of all the days. In turn, the highest  $R^2$  value was 0.9712 on August 25, 2010.

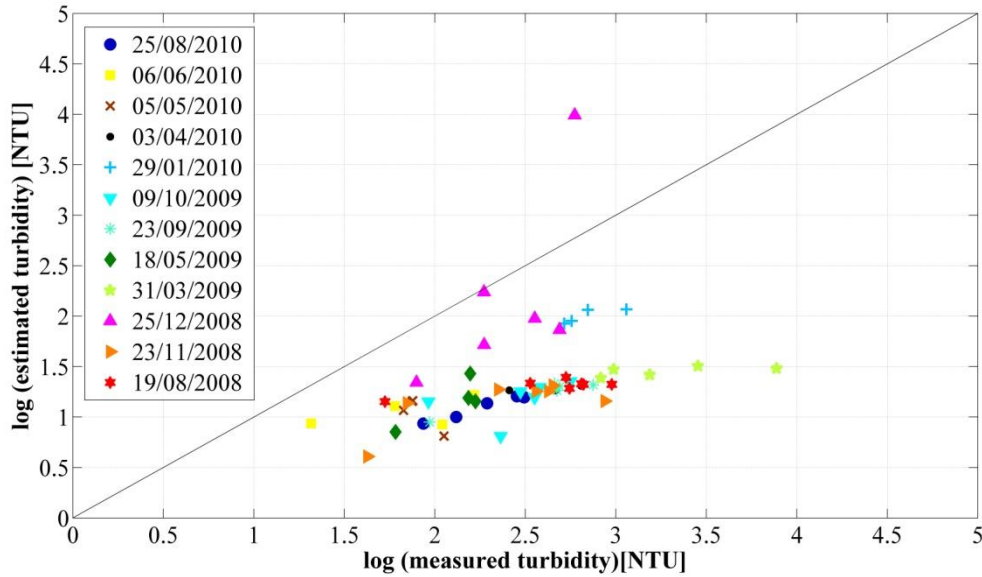


Figure 4.5 .Relation between log (measured turbidity) and log (turbidity estimated using Bustamante et al. algorithm) for the study period.

Table 4. 3.Values of  $R^2$ ,equation of the line of fit and RMSE between x-log (measured turbidity) and y-log (turbidity estimated using Bustamante et al. (2009)’s algorithm for each day).

Date	$R^2$	Equation	RMSE
August 19, 2008	0.692	$y=0.149x+0.914$	1.3545
November 23, 2008	0.535	$y=0.379 \cdot x+0.244$	1.2686
December 25, 2008	0.456	$y=1.934 \cdot x-2.473$	0.7213
March 31, 2009	0.386	$y=0.076 \cdot x+1.203$	1.8640
May 18, 2009	0.701	$y=0.945 \cdot x-0.826$	0.9473
September 23, 2009	0.937	$y=0.444 \cdot x+0.089$	1.3543
October 9, 2009	0.197	$y=0.319 \cdot x+0.395$	1.2923
January 29, 2010	0.702	$y=0.402 \cdot x+0.859$	0.8462
April 3, 2010	0.584	$y=0.0085 \cdot x+1.020$	1.3575
May 5, 2010	0.7616	$y=-1.462 \cdot x+3.837$	0.8869
June 6, 2010	0.3178	$y=0.203 \cdot x+0.673$	0.8424
August 25, 2010	0.9712	$y=0.498 \cdot x-0.031$	1.1898

#### 4.3.4. Turbidity analysis for each image

The great variability exhibited by the turbidity values at the study site together with the results obtained using Bustamante et al. (2009) led to testing the performance of specific expressions for each image. The best relationship between turbidity and band-3 reflectance values for a given date was always found for the logarithmic expression given by equation 4.2, but with different parameter values depending on the image date. The general expression tested is given by Eq. 4.2, which simply follows Bustamante et al. (2009) but with decimal algorithm,

$$\text{Log}(NTU + c) = m * B3 + b \quad (4.2)$$

where log stands for decimal logarithm, NTU is turbidity in NTU, B3 is the band 3 reflectance, and c, m, b are the locally optimized parameters. However, in this case the optimized parameters (Table 4.4) show generally higher values than those proposed by Bustamante et al. (2009) for a given site (0.519 and 6.27, for the equivalent m and b values in Eq. 4.2 converted to the log-10 scale), especially the b values found, which are generally one order of magnitude higher in absolute value.

Table 4.4. Optimized parameters in Eq. 4.2 for each date, and accuracy of the fit.

<b>Date</b>	<b>m</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
August 19, 2008	29.08	-1.03	0	0.69
November 23, 2008	8.89	1.49	0	0.54
December 25, 2008	0.77	2.45	147.03	0.53
March 31, 2009	31.94	-1.46	0	0.39
May 18, 2009	4.66	1.62	0	0.70
September 23, 2009	13.26	1.07	0	0.94
October 9, 2009	3.88	2.04	0	0.20
January 29, 2010	10.97	0.25	0	0.70
April 3, 2010	37.2	-1.88	0	0.58
May 5, 2010	-68.74	4.76	-76.27	0.93
June 6, 2010	78.75	-6.81	-71.5	0.63
August 25, 2010	12.26	1.14	0	0.97

The use of the log-decimal scale has been proposed by most similar works in different areas of the world (Liversedge, 2007; Ambarwulan et al., 2012), mainly due to the turbidity's order of magnitude. It can be seen that unlike Bustamante et al. (2009)'s expression, which presents a single value for parameters c, m and b for the entire period of study, in the proposed expression, these parameters vary each day. The best R<sup>2</sup> values are 0.97 and 0.94 on August 25, 2010 and September 23, 2009 respectively. The lowest R<sup>2</sup> value is 0.20 on October 9, 2009, which coincides with the minimum value of fluvial flow from Alcalá del Río dam (3 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) of the entire series; however, no clear relationship can be seen between the degree of correlation and the order of magnitude of the flow in the rest of the series.



Bustamante et al. (2009)'s model efficiently captures the empirical form of the relationship between B3-reflectance and turbidity, and it is useful in that it provides a single expression for all the days, while the present study uses a different expression for each day, which requires the availability of *in situ* measurements for each date analyzed. The discrepancy between the estimates of the former model and the *in situ* measurements may be due to the conditions of the water body where it was found, the Doñana marshlands, which present lower levels of water circulation, predominantly freshwater, a lower range of variation in the depth of the water column and the absence of tidal processes and mixing. In addition, the turbidity range there observed presents an order of magnitude lower than in the Guadalquivir estuary, and a much less variable regime, since it is not subjected to river runoff from the watershed associated with the input or with controlled avenues for irrigation purposes, or other demands.

Figure 4.6 shows the relationship obtained between the turbidity logarithm estimated with expressions proposed, compared with the measured turbidity logarithm. It can be seen that the turbidity values obtained accurately represent the turbidity values measured with the CTDs. The best RMSE value is 0.003 (equivalent to 4.67 NTU) on May 5, 2010, compared to 0.887 (73.6 NTU) obtained by Bustamante et al. (2009)'s model on the same date.

RMSE values obtained for measured *in situ* and estimated turbidity (table 4.5), reflect the fact that the specific expressions significantly improve the estimation of turbidity, since on all the days studied the RMSE is lower, with minimum values of 4.67 NTU on May 5, 2010, 18.92 NTU on August 25, 2010 and 33.77 NTU on June 6, 2010; on these days, the maximum turbidity values were 112.3, 311.6 and 164.8 NTU respectively.

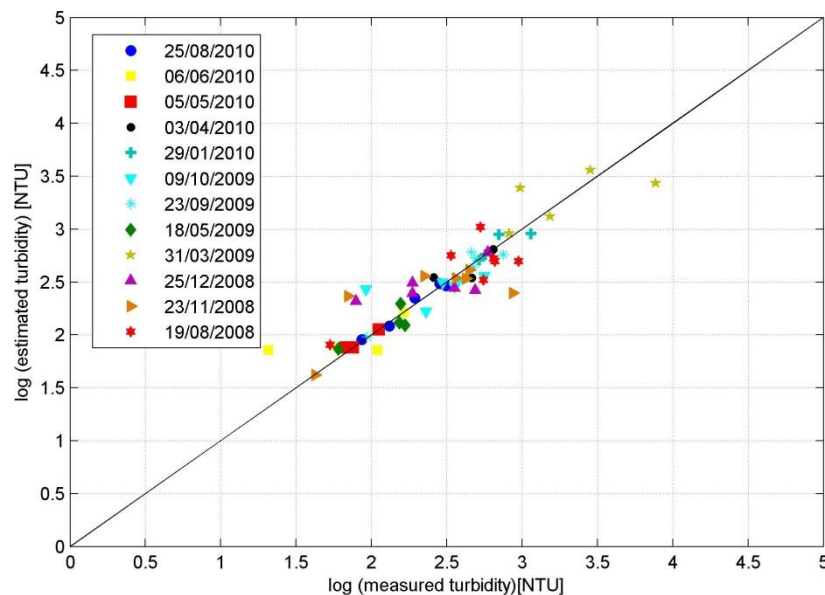


Figure 4.6. Relationship between log (measured turbidity) and log (turbidity estimated by the specific expressions for each day).

Table 4.5. Values of mean absolute error (MAE), maximum absolute error, minimum absolute error, error deviation, root mean square error (RMSE) between measured turbidity and estimated turbidity,  $R^2$ , equation of the line of fit and RMSE between log (turbidity estimated by the specific expressions for each day) and log (measured turbidity).

Date	MAE	Max abs error	Min abs error	Error deviation	RMSE	$R^2$	Equation	RMSE equation
19-aug-08	246.47	511.30	27.10	175.28	295.10	0.692	$y=0.692 x+0.802$	0.21
23-nov-08	151.47	621.36	0.88	215.51	250.50	0.536	$y=0.536 x+1.103$	0.29
25-dec-08	104.77	224.41	11.87	72.88	124.11	0.479	$y=0.341 x+1.654$	0.23
31-mar-09	1512.52	5023.24	79.71	2037.47	2368.28	0.386	$y=0.386 x+2.023$	0.28
18-may-09	30.19	44.05	13.10	14.97	32.86	0.701	$y=0.701 x+0.623$	0.10
23-sep-09	80.20	176.67	2.30	76.38	105.35	0.937	$y=0.937 x+0.165$	0.08
09-oct-09	96.64	203.37	14.29	75.76	118.84	0.197	$y=0.197x+1.964$	0.22
29-jan-10	108.15	239.07	0.11	122.90	151.74	0.702	$y=0.702 x+0.846$	0.07
03-abr-10	70.33	118.45	1.30	61.32	86.33	0.584	$y=0.584x+1.095$	0.11
05-may-10	2.83	9.21	0.01	4.29	4.67	0.942	$y=0.831x+0.340$	0.03
06-jun-10	26.51	50.76	1.48	22.26	32.77	0.423	$y=0.292 x+1.413$	0.29
25-aug-10	17.17	28.05	3.75	8.70	18.92	0.971	$y=0.972 x+0.068$	0.03

#### 4.4. Discussion

Figure 4.7 shows the relationship between the average measured and estimated turbidity for each date during the study period, with a clearly linear behavior for values below the observed threshold of 750 NTU. Above this threshold, as already noted, only a qualitative classification can be made, and further work is required to analyze the behaviour of turbidity above that value. As can be seen in Figure 4.8, states of extreme turbidity imply very high variability in the absolute errors associated with estimating turbidity with band 3, as occurred on March 31, 2009, where the deviation in absolute error was 2037 NTU (see Table 4.5).

From the results, the analysis was repeated for those days when the turbidity range showed values above 750 NTU, eliminating those values and obtaining the new parameters in Eq.4.2 for that interval (Table 4.6). These days were August 19, 2008, November 23, 2008, September 23, 2009 and January 29, 2010. As expected, the quality of the estimate improved, with a generalized fall in RMSE between the measured and studied turbidity associated with the new resulting expressions valid for the stretch of 0 - 750 NTU (Table 4.6), which was more notable on the dates with a greater order of magnitude in the recorded turbidity.

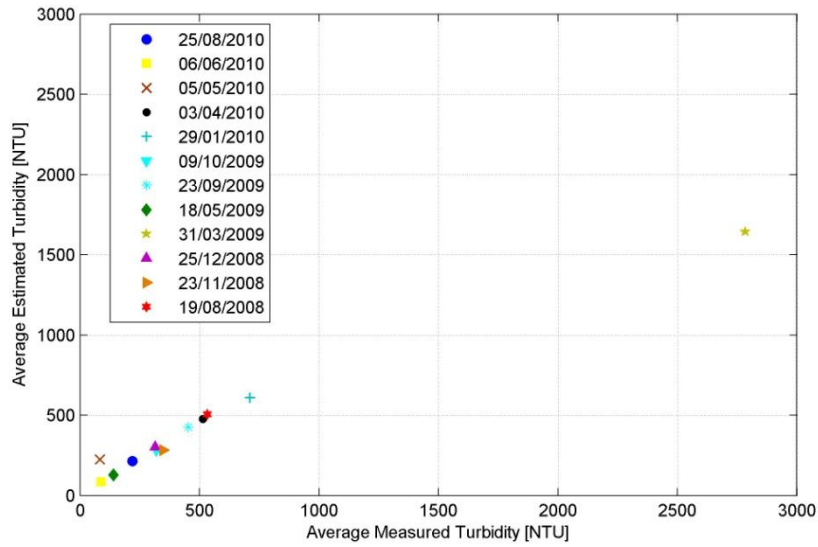


Figure 4.7. Relationship between average measured turbidity and average estimated turbidity by the specific expressions for each day.

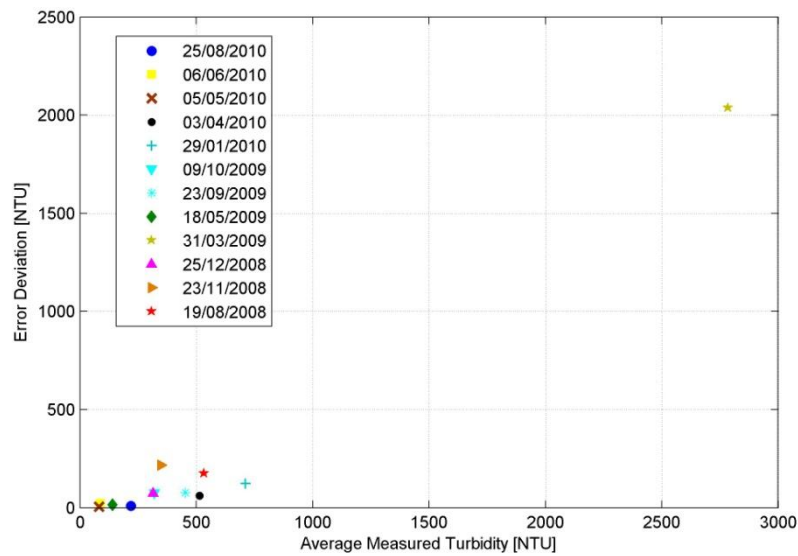


Figure 4.8. Relationship between average measured turbidity and error deviation obtained by the specific expressions for each day.

Table 4.6 .Optimized parameters in Eq. 4.2 for four dates, accuracy of the fit and RMSE between measured turbidity and estimated turbidity estimated by the specific expressions.

Date	m	b	c	R <sup>2</sup>	RMSE
19-aug-08	27.99	-0.94	0	0.74	228.73
23-nov-08	8.72	1.41	0	0.72	102.22
23-sep-09	13.26	1.07	0	0.94	105.47
29-jan-10	5.75	1.43	0	0.98	8.89

Following these results, the images sharing a common pattern of Band3-reflectance versus turbidity were clustered to obtain a global expression, after Eq. 4.2 but applicable under not extreme conditions in the estuary. Firstly, data from CTD0, in the external boundary of the estuary were removed of the analysis to retain the estuarine feature of the water body. Secondly, dates with B3-reflectance significantly over a threshold (see Fig. 4.2) and the image on January 29, 2010, with anomalous extreme conditions of flow, suspended sediments and turbidity, were excluded. This led to a subsample of eight images corresponding to August 19, 2008; November 23, 2008; March 31, 2009; September 23, 2009; October 9, 2009; April 3, 2010; June 6, 2010 and August 25, 2010. Fig. 4.9 shows the subset of data together with the final expression ( $c=0$ ,  $b=0.43$ ,  $m=17.88$ ;  $R^2=0.772$ ).

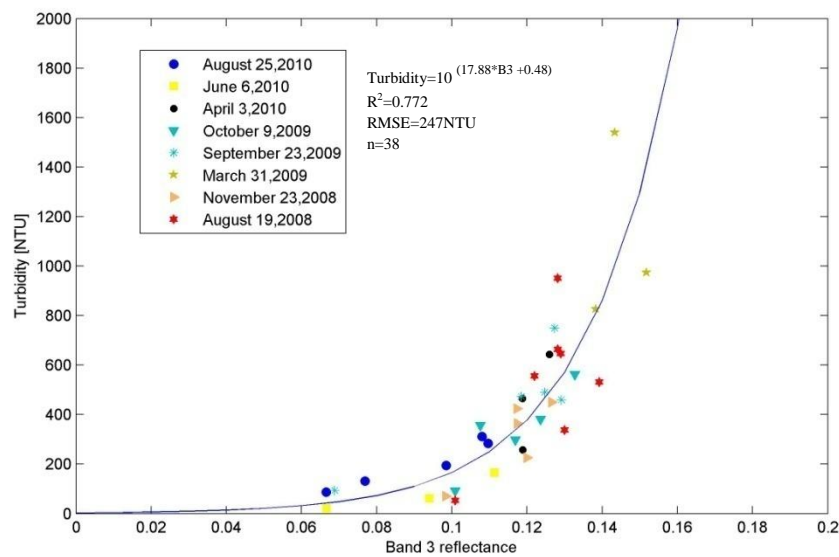


Figure 4.9. Relation between band 3 reflectance and turbidity for the subsample of dates meeting reflectance applicable range in the area.

The eliminated images correspond to dates with anomalous reflectances within the observed range during the study period (see Fig. 4.2) due to a significant gradient along the estuary (as that on December, 12, 2008, with a partially significant proportion of clouds), significantly higher values of reflectance in the image (as that of January, 29, 2010, with inflows higher than  $1000$  and  $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  for some weeks and high levels of suspended sediments), or low values of reflectances but with higher gradients of the maximum reflectances along the estuary (as those on May 18, 2009 and May 5, 2010). Other factors potentially responsible for common conditions being met by the included or discarded images were considered, but the number of available dates did not allow to derive further conclusions. For example, the common pattern was observed on dates within flows lower than  $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , in low water regime, except on April 3, 2010, with an inflow  $220 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  but a not extreme turbidity  $514 \text{ NTU}$ ; this case corresponded to a long recession state after an extremely wet winter in which despite the high water regime, the flow conditions can be considered locally stationary in time when compared to the

years. However, these considerations are just hypothesis that should be tested against additional similar cases, not available during this study.

The global expression in Fig. 4.9 was validated for an additional image on September 4, 2008, not included in this study, with satisfactory performance (RMSE=275 NTU), within the range originally obtained.

Finally, the different expressions proposed for estimating turbidity can be used to obtain turbidity maps throughout the study area for different days provided that the conditions under which they are applicable are met. As an example, Fig. 4.10 shows the spatial distribution of turbidity in the estuary on November 23, 2008 and August 25, 2010, at the time of the image, obtained with the global expression included in Fig. 4.9.

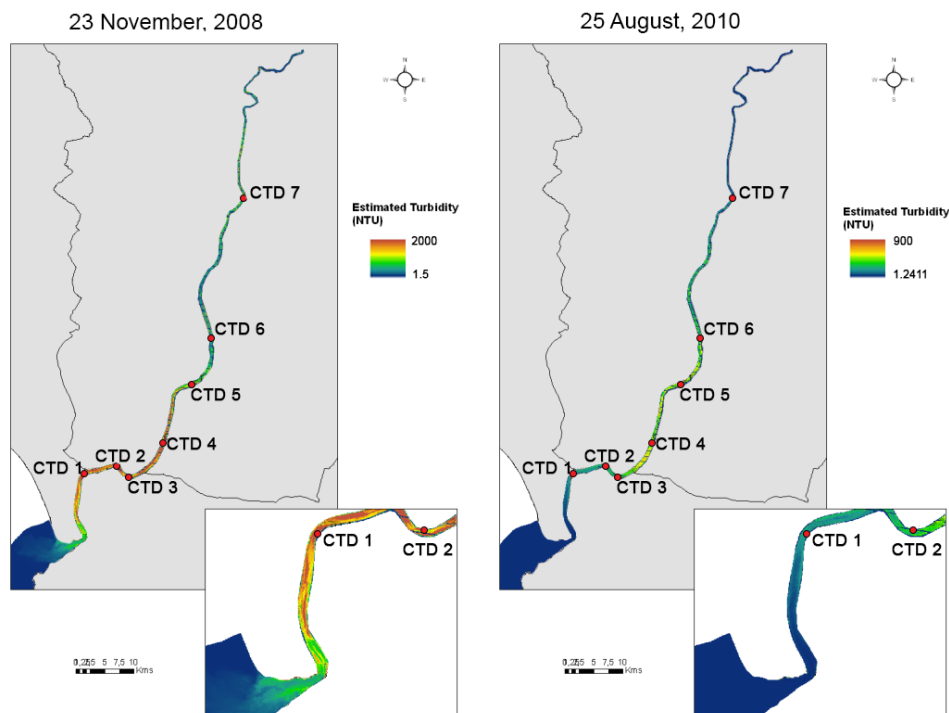


Figure 4.10. Spatial distribution of turbidity estimated with the corresponding expression for a) November 23<sup>rd</sup> 2008; b) August 25<sup>th</sup>, 2010.

From these maps, further analysis of turbidity gradients within the estuary can also be estimated. Figure 4.11 shows the longitudinal gradient of turbidity for the eight dates analyzed with the global expression proposed at the time of the image. Transient local positions of the ETM zones in the estuary can be observed. This information can be used to calibrate and validate hydrodynamic and sediment transport models in this water body, improving their performance and identifying potentially significant processes on a local basis.

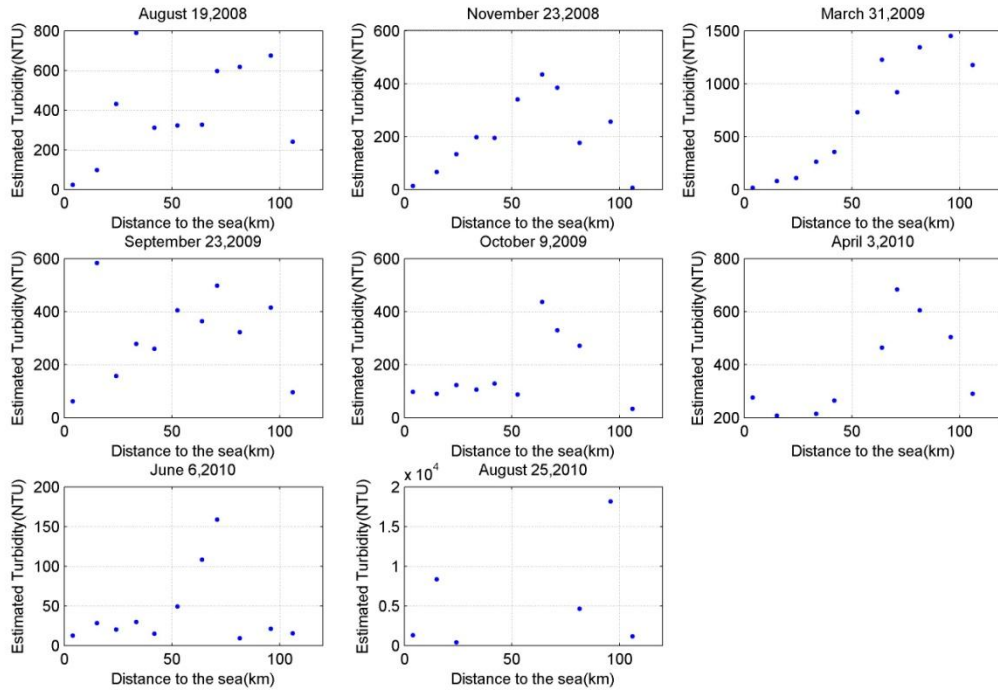


Figure 4.11. Longitudinal distribution of turbidity along the estuary axis for the eight studied images (estimated with the global expression proposed in Fig. 4.9).

## 4.5. Conclusions

The correlation analysis of this study confirms that the spectral region corresponding to band 3 (630-690nm) is the one that best relates in the study area with the turbidity values measured by the CTD network. with a maximum Pearson's coefficient  $r$  of 0.985 on August 25, 2010.

From the comparison between the logarithm of the turbidity measured *in situ* by CTDs and the logarithm of the estimated turbidity using Bustamante et al. (2009)'s algorithm, developed in a close area, the limitations inherent to the use of locally derived expression in sites different than those originally tested can be observed. The results underestimate the turbidity values measured in the study period, with a maximum root mean square error (RMSE) of 1.864 (4700 NTU) on March 31, 2009, and a minimum of 0.72(3491NTU) on December 25, 2008.

The development of specific local expressions for the Guadalquivir River Estuary also showed certain constraints due to the complexity of this system and the highly variable conditions that may occur and their gradients. The general expression of the Bustamante et al. (2009)'s model proved to be that with the best performance; the local values of its parameters, specific for each image, produced generally good results for turbidity values lower than 750 NTU, threshold over which the reflectance signal reaches saturation. Measured turbidity up to a value of 750 NTU was reproduced with a maximum RMSE

value of 229 NTU on August 19, 2008 and a minimum of 8.89 NTU on May 5, 2010, which are much lower than those corresponding to the estimate by using *Bustamante et al. (2009)*'s algorithm. The results highly improved when those areas over such threshold were eliminated from the analysis.

The adoption of these local expressions require simultaneously taken in situ measurements; this poses a great constraint to extend the results over periods different than the study, since the monitoring network used in this work is not operative since 2011. The attempt to generalize the expression depending on other factors with influence on the reflectance signal or the turbidity level did not succeed since the number of available images was not high enough to derive sound conclusions. However, for days with quasi-stationary conditions of inflow not associated to extreme conditions of turbidity, the reflectance range observed over this subset of images is shared and the global expression derived for such conditions led to satisfactory results (RMSE= 275 NTU).

Whatever the approach choice followed, individual/global expressions for Band3 reflectance-turbidity, turbidity maps throughout the study area for the dates of the associated images and zones with observed turbidity below the 750 NTU–threshold can be reliably obtained. These results constitute a valuable dataset to feed hydrodynamic and sediment transport in the Guadalquivir Estuary and derive sound calibrations for different sets of conditions. However, in these high turbidity estuaries, a sound and high frequency-recording monitoring network is needed in order to obtain reliable relationships and update their parameterization, as the system evolves.







## Capítulo 5: Conclusiones y futuras líneas de trabajo

### Conclusiones generales

Se han obtenido relaciones empíricas entre SPM-turbidez y SPM-absorbancia que permiten estimar la SPM de forma satisfactoria en estuarios con elevados valores de sólidos en suspensión mediante el análisis de propiedades ópticas. Además, estas relaciones permiten una estimación rápida de SPM, frente a la determinación en laboratorio que es más tediosa.

La obtención de curvas trivariadas densidad-salinidad-temperatura para las distintas concentraciones de SPM estudiadas, permite obtener valores de densidad en masas de agua con viscosidad, temperatura, salinidad y SPM propias de estuarios con condiciones similares al estuario del Guadalquivir.

Se ha constatado que las expresiones teóricas EOS-80 y TEOS-10, para el cálculo de densidad de las mezclas agua-sales, sobrestiman los valores medidos, siendo TEOS-10 la expresión que proporciona mejores aproximaciones.

La corrección de la salinidad inicial, asociada a la densidad de la muestra excluyendo sedimentos, mejora los valores estimados con la expresión teórica de densidad de la mezcla-agua-sales-sedimentos (Whitehouse, 2000), con respecto a la no corrección de la misma.

Disponer de valores de densidad y viscosidad cinemática de una masa de agua-sales-sedimentos, con mayor exactitud, es una herramienta muy útil como input de los modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos aplicables en estas áreas.

A escala global se han evaluado distintas aproximaciones para poder obtener series temporales con la distribución espacial de sólidos en suspensión en el estuario, bien directamente bien a través de variables intermedias como la turbidez del agua.

La corrección atmosférica de las imágenes Landsat ETM+ usando el algoritmo estándar de Gordon and Wang (1994) y extendiendo el mismo a aguas turbias, ha permitido cuantificar la variación espacial del aerosol en el área de estudio, y obtener la reflectancia del agua de forma satisfactoria.

El uso del modelo semianalítico de Gordon (1988b), aplicado en las bandas 4 y 5 de las imágenes Landsat ETM+, ha permitido derivar propiedades ópticas inherentes del agua (IOPs) en aguas turbias, características del estuario de estudio, en particular, los coeficientes de dispersión de los sólidos en suspensión,  $b_{b(SPM)}$ , para el periodo analizado.

El modelo semianalítico de Gordon (1988b), en algunas fechas, no ha sido capaz de modelar toda el área de estuario, posiblemente debido a la dificultad de captar

variaciones en la turbidez, para valores muy altos de esta, mediante variaciones en la reflectancia del agua, al encontrarse ésta saturada, en valores máximos.

El coeficiente específico de dispersión  $b_{SPM}^*(837 \text{ nm})$  permite estimar la SPM y turbidez. La calidad de la estimación es función de este coeficiente, que depende de la fecha. Un valor apropiado de  $b_{SPM}^*(837 \text{ nm})$  permite obtener mapas de evolución de SPM y turbidez, sin embargo, la hipótesis de linealidad supuesta entre las propiedades ópticas inherentes y la concentración de SPM no tiene por qué mantenerse para todo el periodo de estudio, pudiendo aparecer días en los que la no existencia de este patrón dificulte la estimación de la concentración de SPM. La consideración de un valor medio, en estos casos, implica un aumento de los errores.

La consideración de dos valores de  $\epsilon_{(4,5)}$  distintos, según se trate de aguas turbias o claras, ha contribuido a la disminución del error en la estimación de los valores de SPM.

El análisis de correlación del presente estudio confirma que la franja del espectro correspondiente a la banda 3(630-690nm), de las imágenes Landsat ETM+, es la que mejor se relaciona en la zona de estudio con los valores de turbidez medida por los CTDs.

La aplicación de expresiones empíricas desarrolladas en zonas próximas a la del estudio, no ha presentado buenos resultados, justificando el desarrollo de expresiones locales. El desarrollo de estas expresiones locales pone de manifiesto la elevada complejidad y variabilidad de la zona de estudio, siendo necesaria una calibración local de esta mediante medidas *in situ* con alta frecuencia temporal.

Los resultados de este trabajo permiten obtener mapas de SPM y turbidez muy válidos como inputs de modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos en el estuario del Guadalquivir.

La importancia de mantener redes de monitorización de alta resolución es especialmente importante en sistemas estuarinos, ya que la variedad de procesos que interactúan y sus escalas requieren información adecuada para interpretar las observaciones realizadas y generalizar los dominios de validez de los modelos resultantes.

## **Futuras líneas de trabajo**

A partir de las conclusiones obtenidas, se plantean las siguientes líneas de investigación como complemento y ampliación del trabajo realizado:

- Optimizar las relaciones densidad-viscosidad cinemática-salinidad-temperatura a distintas concentraciones de SPM. Para ello, sería muy útil realizar más ensayos aumentando el número de concentraciones de SPM y temperaturas, disminuyendo la distancia entre ellas. Igualmente, sería necesario realizar ensayos para valores extremos de SPM. Además, la medida de la viscosidad de

la mezcla agua-sales-sedimentos, imposible de medir con el viscosímetro de Ostwald, permitiría profundizar en las relaciones descritas.

- Al igual que otros grupos de trabajo, seguir profundizando en las simplificaciones adoptadas para el uso del modelo semianalítico, y ampliar su uso a otros satélites y otras bandas, o combinaciones entre ellas. Además, obtener valores *in situ* de  $b_{SPM(837)}^*$ , permitiría calibrar los valores estimados del mismo, mejorando la estimación de SPM y turbidez.
- Obtener expresiones más generales, que a su vez se puedan caracterizar localmente. Para ello sería necesario ampliar el periodo de estudio, y disponer de una red de medidas *in situ* de alta resolución temporal.







## Chapter 5: Conclusions and future research lines

### General conclusions

Se han obtenido relaciones empíricas entre SPM-turbidez y SPM-absorbancia que permiten estimar la SPM de forma satisfactoria en estuario con elevados valores de sólidos en suspensión mediante el análisis de propiedades ópticas. Además, estas relaciones son una estimación rápida y menos tediosa que la determinación de SPM en laboratorio.

La obtención de curvas trivariadas densidad-viscosidad-temperatura para las distintas concentraciones de SPM estudiadas permite obtener valores de densidad del agua para condiciones de viscosidad, temperatura, salinidad y SPM habituales en el estuario del Guadalquivir.

Se ha constatado que las expresiones teóricas para el calcula de densidad de las mezcla agua-sales EOS-80 y TEOS-10 sobrestiman los valores medidos, siendo TEOS-10 la expresión que proporciona mejores aproximaciones.

La corrección de la salinidad inicial, asociada a la densidad de la muestra excluyendo sedimentos, mejora los valores estimados con las expresión teórica (Whitehouse, 2000), de densidad de la mezcla-agua-sales-sedimentos, con respecto a la no corrección de la misma.

Disponer de valores de densidad y viscosidad de una masa de agua-sales-sedimentos, con mayor exactitud, es una herramienta muy útil como input de los modelos numéricos aplicables en estas áreas.

A escala global se han evaluado distintas aproximaciones para poder obtener series temporales con la distribución espacial de sólidos en suspensión en el estuario, bien directamente bien a través de variables intermedias como la turbidez del agua.

La corrección atmosférica de las imágenes Landsat ETM+ usando el algoritmo estándar de Gordon and Wang (1994) y extendiendo el mismo a aguas turbias, ha permitido cuantificar la variación espacial del aerosol en el área de estudio, y obtener la reflectancia del agua de forma satisfactoria.

El uso del modelo semi analítico de Gordon (1988b) empleado para la banda 4 (837 nm) de las imágenes Landsat ha permitido derivar las propiedades ópticas inherentes del agua (IOPs), en aguas turbias características del estuario de estudio, en particular los coeficientes de dispersión de los sólidos en suspensión ( $b_{b(SPM)}$  a 837nm), para el periodo analizado.

El modelo semi analítico (Gordon, 1988b) en algunas fechas no ha sido capaz de modelar todo el área del estuario ya que los valores de reflectancia del agua obtenidos



en algunos casos son muy elevados, lo que pone de manifiesto que incrementos en la turbidez no tienen por qué dar lugar a incremento en la reflectancia del agua.

La estimación de  $b_{SPM}^*(837)$  permite obtener la concentración de sedimentos en suspensión y turbidez. La calidad de esta estimación es función de este parámetro,  $b_{SPM}^*(837)$ , que depende de la fecha. Un valor apropiado de  $b_{SPM}^*(837)$  permite obtener mapas de evolución de SPM y turbidez. Sin embargo la hipótesis de linealidad supuesta entre las propiedades ópticas inherentes y la concentración de SPM no se da para todo el periodo de estudio, encontrando días en los que la no existencia de este patrón dificulta la estimación de  $b_{SPM}^*(837)$  y por consiguiente la concentración de SPM. La consideración de un valor medio en estos casos implicaría un aumento de los errores.

La consideración de dos valores de  $\varepsilon_{(4,5)}$  distintos, según se trata de aguas turbias o claras, ha contribuido a la disminución del error en la estimación de los valores de SPM.

El análisis de correlación entre la reflectancia de las bandas de las imágenes Landsat ETM+ y la turbidez, medida por la red de CTDs, confirma que la banda 3 es la que mejor para estimar los valores de turbidez.

El uso de expresiones empíricas desarrolladas en zonas próximas a la del estudio, no ha presentado buenos resultados, justificando el desarrollo de expresiones locales. Su desarrollo, pone de manifiesto la elevada complejidad y variabilidad de la zona de estudio siendo necesaria una calibración local de esta mediante medidas *in situ* con alta frecuencia temporal.

Los resultados de este trabajo permiten obtener mapas de SPM y turbidez muy válidos como inputs de modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos en el estuario del Guadalquivir.

La importancia de mantener redes de monitorización de alta resolución es especialmente importante en sistemas estuarinos, ya que la variedad de procesos que interactúan y sus escalas requieren información adecuada para interpretar las observaciones realizadas y generalizar los dominios de validez de los modelos resultantes.

## Future research lines

In conjunction with the conclusions obtained, the following research lines are proposed as a complement and extension of the work done.

- Optimizing the density- kinematic viscosity-salinity-temperature relationships at different SPM concentrations. For this purpose it would be of interest to carry out more assays increasing the SPM concentrations and temperatures, shortening the difference between them. Likewise, it would be necessary to perform tests for extreme SPM values. Further, the measurement of the viscosity of the water-

salts-sediments mix, which is impossible to measure with the Ostwald viscosimeter, would permit us to go deeper into the relationships described.

- The same as other work groups, making a more profound study of the simplifications adopted for the use of the semi-analytical model, and its employment extended to other satellites and other bands, or combinations between each other. Also, obtaining values *in situ* of  $b_{SPM}^*(837)$ , would permit the calibration of its estimated values, improving SPM and turbidity estimation.
- Obtaining more general expressions, which, in turn, can be characterized locally. For this purpose it would be necessary to prolong the study period and dispose of a network of *in situ* measurements of a high temporal resolution





**ANEJOS**





## **ANEJO A: Caracterización de los sedimentos recogidos en el río Guadalquivir y en el estuario.**

En este Anejo se recoge una descripción detallada de la caracterización llevada a cabo a los sedimentos recogidos en el río Guadalquivir a su paso por Córdoba y Alcalá del Río y en el estuario.

### **A.1. Determinación de materia orgánica**

#### **A.1.1. Pérdida por ignición**

Se trata de un método gravimétrico semi-cuantitativo basado en la oxidación a alta temperatura de toda la materia orgánica (MO) del suelo o sedimento, que se desprende en forma de anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>) y vapor agua (H<sub>2</sub>O) (Cambardella *et al.*, 2001; Konen *et al.*, 2002). La diferencia de peso antes y después de la calcinación se relaciona con el contenido de carbono orgánico. La temperatura debería mantenerse por debajo de 440°C para evitar la pirolisis de los carbonatos inorgánicos.

#### Procedimiento

Se pesaron cuatro submuestras de 2 gramos de cada muestra del río (Córdoba y Alcalá del Río), previamente secadas al aire y tamizadas en un tamiz ASTM de 2 mm de luz de malla, en crisoles cerámicos. Las submuestras se introdujeron en la mufla del Departamento de Edafología de la Universidad de Córdoba a 400°C durante toda la noche (Blume *et al.*, 1990; Nelson y Sommers, 1996; ASTM, 2000). Se dejaron enfriar y se volvieron a pesar. El porcentaje de materia orgánica presente en el sedimento se calculó con la siguiente ecuación (Schulte y Hopkins, 1996):

$$MO = \frac{p - p_o}{p_o} \times 100 \quad (A.1)$$

donde

p: peso del suelo después de la ignición

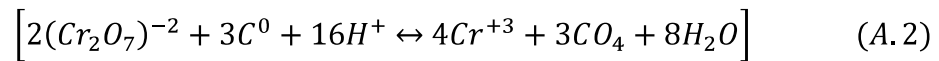
pi: peso del suelo inicial

Además, se eliminó la materia orgánica de una cantidad superior de sedimentos para su uso en ensayos posteriores.



### **A.1.2. Método de Walkley y Black (1934)**

El método de Walkley y Black para la determinación de materia orgánica en suelo consiste en la adición de un exceso de dicromato potásico ( $K_2Cr_2O_7$ ) 1 N a una muestra de suelo para oxidar el carbono orgánico presente en la misma en medio ácido. La reacción toma el calor de la disolución del ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ), lo que eleva la temperatura y logra la oxidación del carbono orgánico. El exceso de dicromato potásico se valora posteriormente con una disolución de sulfato ferroso 0.5 N, empleando complejo ferroso de o-fenantrolina como indicador. La reacción de oxidación del carbono orgánico por acción de ácido sulfúrico y el dicromato de potasio es:



## **A.2. Análisis de la distribución del tamaño de partícula**

### **A.2.1. Método del hidrómetro de Bouyoucos**

Este método se ha llevado a cabo en el laboratorio de Hidrología del Departamento de Agronomía (Sección de Ingeniería Hidráulica) de la Universidad de Córdoba.

#### Principio del método

El método del hidrómetro de Bouyoucos (Gee y Bauder, 1986) consiste en la determinación de la fracción de arena, limo y arcilla presente en el suelo. Se basa en la estimación de la velocidad de sedimentación de las partículas presentes en una suspensión de suelo a diferentes profundidades y tiempo transcurrido.

La densidad de una suspensión de suelo, a una determinada profundidad, disminuye a medida que sedimentan las partículas. Según la ley de Stokes, la velocidad de sedimentación de las partículas es proporcional al diámetro de las mismas, lo que conlleva que la medida de la densidad a tiempos establecidos permite conocer la cantidad de arena, limo y arcilla del suelo, debido a los diferentes tamaños de estas fracciones.

#### Procedimiento

Las muestras se tamizaron previamente usando un tamiz ASTM de 2 mm de luz de malla. Los fragmentos mayores de 2 mm se emplearon en el cálculo de la fracción de elementos gruesos. Debido a que la concentración de materia orgánica de las muestras recogidas en Córdoba y en Alcalá del Río es menor a 5% en ambos casos, no ha sido necesario eliminarla para llevar a cabo el ensayo (Gee y Bauder, 1986).

Para la calibración de los hidrómetros ASTM ° 152H se ha usado un cilindro de sedimentación con 100 ml de un agente dispersante, en nuestro caso de hexametáfosfato sódico (HFM), de concentración  $50 \text{ g l}^{-1}$ , y se ha completado hasta 1000 ml con agua destilada a temperatura ambiente. Posteriormente, se ha agitado la disolución con un émbolo y se han medido la temperatura y la densidad, considerando esta muestra el blanco,  $R_L$ . Es necesario comprobar este valor en el transcurso del análisis, especialmente con el cambio de temperatura.

Se han pesado 40g de cada muestra (Córdoba y Alcalá del Río) a las que se les han añadido 100 ml de disolución HMF y se ha enrasado el matraz con agua desionizada hasta un volumen de 500 ml. Se han dejado reposar 5 minutos y, posteriormente, cada una de las muestras tratadas con HMF se han vertido al vaso de la batidora donde han sido agitadas durante 5 min. Transcurrido ese tiempo, las suspensiones se han vertido en cilindros de sedimentación y se ha llevado el volumen hasta 1000 ml con agua desionizada. Paralelamente, para determinar la humedad de las muestras, se han desecado 10g de cada una de las muestras en la estufa a  $105^\circ\text{C}$  durante 24 horas.

Las disoluciones de los cilindros de sedimentación se han dejado reposar para que se equilibre la temperatura. Posteriormente se han agitado con el émbolo para homogeneizar la mezcla, y se ha tomado lecturas (R) con el hidrómetro a los 30 segundos, 1, 3, 10, 30, 90 y más de 1440 minutos.

### Cálculos

La concentración de suelo en la suspensión a un tiempo dado es:

$$C = R - R_L \quad (\text{A.3})$$

donde R es la lectura sin corregir de la muestra ( $\text{g l}^{-1}$ ) y  $R_L$  es la lectura del blanco.

El porcentaje de suelo P con respecto al peso inicial,  $C_0$ , se expresa como:

$$P = (C/C_0) \times 100 \quad (\text{A.4})$$

En la ecuación B.3, B proporciona correcciones para las variaciones de densidad y viscosidad de las disoluciones de HMF:

$$B = 30 \mu / g (\rho_s - \rho) \quad (\text{A.5})$$

Donde  $\mu$  es la viscosidad del fluido (poise), g aceleración de la gravedad ( $\text{cm seg}^{-2}$ ),  $\rho_s$  densidad de partículas de suelo ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $\rho$  densidad de la disolución ( $\text{g cm}^{-3}$ ).

Los parámetros  $\mu$  y  $\rho$ , medidos experimentalmente en una disolución de HMF, se expresan mediante las ecuaciones A.6 y A.7:

$$\rho_{s1} = \rho^\circ (1 + 0.63 C_s) \quad (\text{A.6})$$

siendo  $\rho$  densidad de la disolución a la temperatura T ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $\rho^\circ$  densidad del agua a la temperatura T ( $\text{g cm}^{-3}$ ) y  $C_s$  concentración de HMF ( $\text{g l}^{-1}$ ).

$$\mu = \mu^\circ (1 + 4.25 C_s) \quad (\text{A.7})$$

donde  $\mu$  es la viscosidad de la disolución a una temperatura t (centipoise) y  $\mu^\circ$  es la viscosidad del agua a una temperatura T (centipoise)

$$h' = -0.164 R + 16.3 \quad (\text{A.8})$$

siendo  $h'$  profundidad del hidrómetro (cm) y R la lectura sin corregir de la muestra ( $\text{gl}^{-1}$ )

Se ha obtenido el diámetro medio de las partículas en suspensión, X ( $\mu\text{m}$ ) en el tiempo t (min), utilizando la ecuación de Stokes:

$$X = \theta t^{-1/2} \quad (\text{A.9})$$

Una vez halladas X y P se han trasladado estos resultados a un diagrama semi-logarítmico donde se han determinado los porcentajes de arena, limo y arcilla.

## A.2.2. Método de difracción láser

Este método permite determinar el tamaño y distribución de las partículas suspendidas en un líquido (norma ISO 13320), que en nuestro caso es agua, mediante la difracción láser. Se llevó a cabo usando un instrumento de la marca Beckman Coulter, modelo LS230, en el laboratorio del Instituto de Agricultura Sostenible de Córdoba.

### Principio del método

Esta técnica permite determinar el tamaño y distribución de las partículas suspendidas en un líquido (norma ISO 13320), que en nuestro caso es agua. Al hacer pasar un rayo laser monocromático expandido a través de la muestra, la luz se difracta según una difracción del tipo Fraunhofer cuando las partículas son mayores que la longitud de onda de la luz empleada. La intensidad de la luz difractada (patrón de dispersión) transmitida es proporcional al tamaño de la partícula, pero el ángulo de difracción varía inversamente con el tamaño de la partícula. Un láser de He-Ne es usado frecuentemente como fuente lumínica.

La norma ISO establece que para partículas por encima de 50 micras, el modelo de Fraunhofer consigue buenos resultados en la mayoría de los casos. Sin embargo, para partículas por debajo de ese tamaño es preciso emplear la teoría de Mie, que ofrece una solución óptica más rigurosa, pero que requiere conocer el índice de refracción del material y del fluido en el que está suspendido.

## Procedimiento

Se han usado aproximadamente 3 - 5 gramos de muestra (peso en seco) de las muestras de sedimentos de Bonanza y Trebujena el día 28 noviembre 2012 y Bonanza el 30 enero 2013 diluidas en agua. El analizador de tamaños de partícula de la marca Beckman Coulter, modelo LS230, ha sido calibrado con los datos granulométricos de las muestras de sedimentos de Córdoba y Alcalá del Río obtenidas por el densímetro.

### **A.3. Difracción de Rayos X (DRX)**

Este método permite la identificación cualitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina. Se basa en interacción óptica que se produce cuando una radiación monocromática atraviesa la estructura cristalina de la muestra. Cada especie mineral presenta una dirección de difracción máxima.

Este análisis mineralógico de la arcilla se llevó a cabo en el laboratorio de Edafología del Departamento de Agronomía de la Universidad de Córdoba.

#### Principios de la difracción de rayos X

Los rayos X fueron descubiertos por el físico alemán Roentgen en 1895, pero no fue hasta 1912 cuando se determinó de manera precisa su naturaleza. Laue estableció que los cristales minerales estaban compuestos por átomos regularmente espaciados que podrían actuar como centros de dispersión de rayos X. Si los rayos X eran ondas electromagnéticas de longitud de onda igual a las distancias entre átomos de los cristales, sería posible la difracción de rayos X con cristales (Whitting y Allardice, 1986). La intensidad de los rayos dispersados por difracción está cuantitativamente relacionada con la distancia de separación entre los planos atómicos definida por la ley de Bragg. Hadding (1923) y Rinne (1924) fueron los primeros en utilizar la difracción de rayos X para estudiar la composición mineralógica de la arcilla.

#### Principio de la técnica de difracción de rayos X para los determinar minerales de la arcilla

Una muestra de arcilla del suelo está compuesta generalmente por una mezcla de uno o más silicatos secundarios junto con minerales primarios del material parental. En este sentido, para la identificación de las especies minerales que la conforman usando la difracción es conveniente la separación de las mismas. Como en especies con sistemas multi-componentes esto es físicamente imposible, en muchos casos es posible concentrarlas por segregación de las muestras de acuerdo al tamaño de la partícula, para lo cual las muestras previamente tienen que estar dispersas. La dispersión se consigue con el uso de tratamientos químicos que eliminan la floculación y agentes cementantes,

teniendo en cuenta la posible interferencia de estos agentes cementantes si no son eliminados (Whitting y Allardice, 1986). Las muestras de arcillas son segregadas en dos o más sub-fracciones para ser analizadas separadamente debido a que las intensidades de difracción de las partículas de tamaño menor son más débiles que las de mayor tamaño de la misma especie.

Muchas de las especies minerales pueden distinguirse fácilmente debido a su destacada difracción máxima de un único patrón de rayos X usando tablas de espaciamento por difracción para sustancias cristalinas. Sin embargo, los filosilicatos presentan estructuras similares que dificultan la identificación de sus especies, pudiendo ser unas pocas especies identificadas por tablas (Tablas A.2. y A.3) en las que se reflejan en el espaciamento de difracción en el plano 001, en el que la difracción de rayos X de los filosilicatos es máxima.

Tabla A.2. Diagnóstico de la difracción máxima de rayos X obtenida a partir de los planos 001 varios filosilicatos comunes. Fuente: Whitting y Allardice (1986).

<b>Espaciamento de difracción (nm)</b>	<b>Mineral (o minerales) indicados</b>
	<u>Saturada con Mg, secada al aire</u>
1.4-1.5	Esmectita, Vermiculita, Clorito
0.99-1.01	Mica (ilita), halloysita
0.72-0.75	Metahalosisita
0.71-0.73	Serpentina
0.715	Caolinita, clorita (segundo orden como máximo)
	<u>Saturada con Mg, solvatada con glicerol</u>
1.77-1.80	Esmectita
1.4-1.5	Vermiculita, Clorito
1.08	Halloysita
0.99-1.01	Mica (ilita)
0.72-0.75	Metahalosisita
0.71-0.73	Serpentina
0.715	Caolinita, clorita (segundo orden como máximo)
	<u>Saturada con K, secada al aire</u>
1.4-1.5	Clorito, vermiculita (con capa intermedia de glicerol)
1.24-1.28	Esmectita
0.99-1.01	Mica (ilita), halloysita, vermiculita (contractado)
0.72-0.75	Metahalosisita
0.71-0.73	Serpentina
0.715	Caolinita, clorita (segundo orden como máximo)
	<u>Saturada con K, calentada (550°C)</u>
1.4	Clorito
0.99-1.01	Mica, vermiculita (contractado), esmectita (contractado)
0.71-0.73	Serpentina
0.715	Clorito(glicerol de segundo orden)

Tabla A.3. Difracción máxima de rayos X obtenida a partir de planos binarios (00l), alternando regularmente filosilicatos. Whitting y Allardice (1986).

<b>Mezcla interestratificada</b>	<b>Saturada con Mg, Secada al aire</b>	<b>Saturada con Mg, Solvatada con glicerol</b>	<b>Saturada con K, calentado (550°C)</b>
	-----	Separaciones de difracción (nm)	-----
Mica-vermiculita	2.4	2.4	1.0
Mica-clorito	2.4	2.4	2.4
Mica-esmectita	2.4	2.8	1.0
Vermiculita-clorito	2.8	2.8	2.4
Vermiculita- esmectita	2.8	3.2	1.0
Esmectita-clorito	2.8	3.2	2.4

Los filosilicatos expansibles pueden retener diferentes cantidades de agua en función de la naturaleza de los cationes intercambiables entre capas. Para determinar el patrón de difracción de una muestra de arcilla, ésta debe ser homogénea iónicamente para que su expansión por hidratación sea uniforme dentro de los cristales de una especie. Además, al secar las arcillas al aire, es aconsejable saturar la arcilla con un catión que minimice los cambios en la adsorción de agua entre capas debido a las fluctuaciones en la humedad relativa. Los más usados son magnesio (Mg), que permite una absorción de agua entre capas relativamente uniforme en los filosilicatos expansibles, y potasio (K), que restringe la adsorción del agua entre capas por vermiculita. En este estudio para la saturación se ha empleado el método descrito por Jackson (1969).

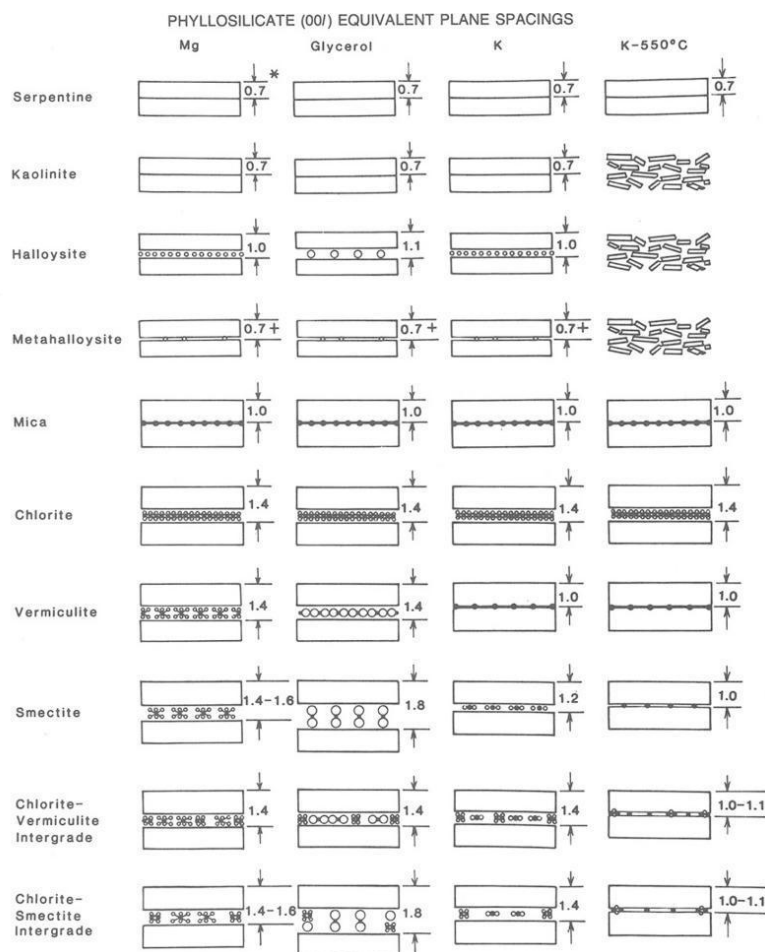


Figura A.1. Representación gráfica de la respuesta de los filosilicatos a los diferentes tratamientos. Fuente: Whitting y Allardice (1986).

### Procedimiento de medida o determinación

Las muestras de sedimentos previamente dispersadas, separadas por el tamaño del grano y saturadas usando el método descrito por Jackson (1969), se han analizado en el espectrómetro de difracción de rayos X.

El orden de análisis de las muestras preparadas debe permitir identificar y diferenciar las especies de forma óptima. Este orden ha sido: a) muestra saturada con Mg, secada al aire; b) muestra saturada con Mg, solvatada con glicerol (permite la separación e identificación de la esmectita); c) muestra saturada con K, secada al aire (separa la vermiculita de la clorita que no colapsa) y d) muestra saturada con K y calentada a 550°C. Esta última tiene dos funciones, colapsa la vermiculita, y destruye los minerales de caolinita.

Los patrones de difracción resultantes han permitido identificarlas clases de arcilla presentes en las muestras, bien por comparaciones de los patrones de difracción con los de especies conocidas o por comparación de las medidas de espaciamento de difracción con la de minerales estándares.

La concentración de las especies identificadas se relaciona con la intensidad máxima de difracción de dichas especies. La relación entre el área integrada por el espectro de difracción y su intensidad máxima permite estimar, de manera semi-cuantitativa, la cantidad de especie identificada

#### **A.4. Determinación de la densidad del sedimento**

La determinación de la densidad del sedimento se ha determinado por gravimetría a 20°C. Para ello se han empleado cuatro submuestras de 800 g de cada tipo de sedimento previamente secado al aire, tamizado con un tamiz ASTM de 2 mm de luz de malla y sin materia orgánica. Las submuestras con el sedimento se han enrasado en matraces de 1l con agua desionizada. Se han pesado los matraces y por diferencia entre la masa del sedimento y masa de agua se ha obtenido el volumen del sedimento y por consiguiente su densidad. Se ha usado el valor medio de densidad de las cuatro submuestras. Además, se ha obtenido la densidad del sedimento con materia orgánica para evaluar la influencia de ésta en la densidad del sedimento.





## **Anejo B. Medidas de concentración de sólidos en suspensión y turbidez en muestras del estuario y del río a su paso por Córdoba**

### **B.1. Descripción y localización de los puntos de muestreo**

La toma de muestras del estuario se realizó en tres puntos a lo largo del mismo, en la margen izquierda del río, en cinco fechas uniformemente distribuidas a lo largo de tres meses, entre noviembre de 2012 y febrero de 2013. Los puntos se seleccionaron por ser lugares estratégicos y por su facilidad de acceso teniendo en cuenta que no se dispone de barca. Dichos puntos son: Puerto de Bonanza (36.8°N, 6.34°O), Trebujena (36.8°N, 6.34°O) y Coria del Río (33.3°N, 6.04°O) a 3, 24 y 75 km, respetivamente, de la desembocadura, tomadas desde el mareógrafo de Broa (36.8°N, 6.37°O). Las fechas de toma de muestras fueron 28 de noviembre y 18 de diciembre de 2012, y 9 de enero, 30 de enero y 20 de febrero de 2013. El espaciamiento del muestreo se diseñó tanto para encontrar distintos estados de la marea, como para hacerlas coincidir con los días de toma de imágenes del satélite Landsat, con el fin de poder utilizar los datos en un futuro (Figura B.1).

En el caso del río, las salidas se realizaron tras un evento intenso de precipitación de varios días de duración, entre el 3 y 9 noviembre 2012, durante el cual, se alcanzaron valores de precipitación de 222 mm en la estación meteorológica de Marmolejo (36.05°N, 4.18°O), y 162 mm en la estación meteorológica de Córdoba (37.9°N, 4.80°O) (IFAPA, 2013). Las intensas precipitaciones dieron lugar al desembalse de agua de numerosos embalses aguas arriba de la presa de Alcalá del Río y desde la misma presa, con caudales el 6 de noviembre 2012 de  $1056 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Los días de recogida de muestras fueron el 5, 8, 11, 14 y 16 de noviembre de 2012. El espaciamiento de las fechas de toma de muestra era aproximadamente de 2 días para ver la evolución en el tiempo de la SSC tras el evento intenso de precipitación que comenzó el 4 noviembre 2012. Los puntos de muestreo son diferentes para los distintos días como consecuencia de la imposibilidad de acceder al río en algunas de las localizaciones debido a la inundación de las márgenes del río provocada por dicho evento. Los puntos de muestreo son el Puente Romano (37.9°N, 4.78°O), Puente de San Rafael (37.88°N, 4.78°O) y el Puente de Andalucía (37.86°N, 4.79°O) (Figura B.1).

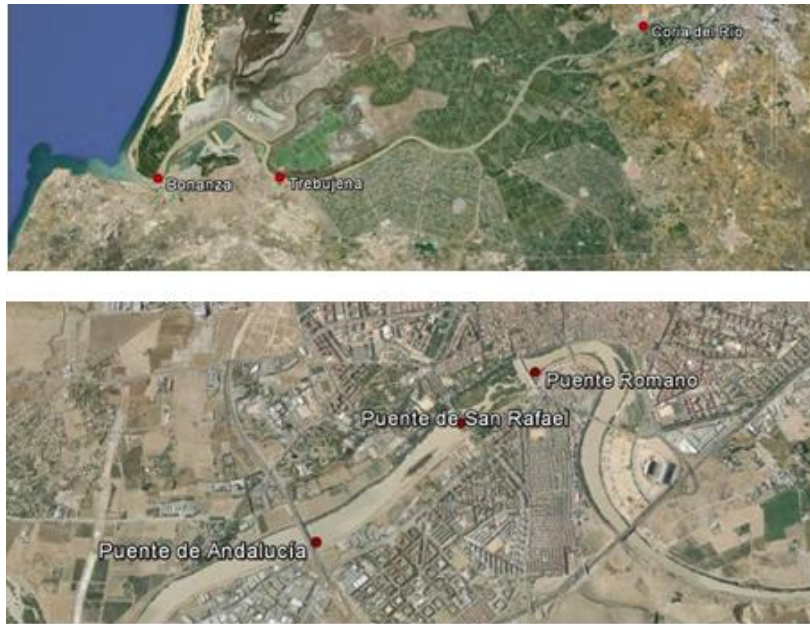


Figura B.1. Localización de los puntos de muestreo a) en el estuario; b) en el río Guadalquivir a su paso por Córdoba.

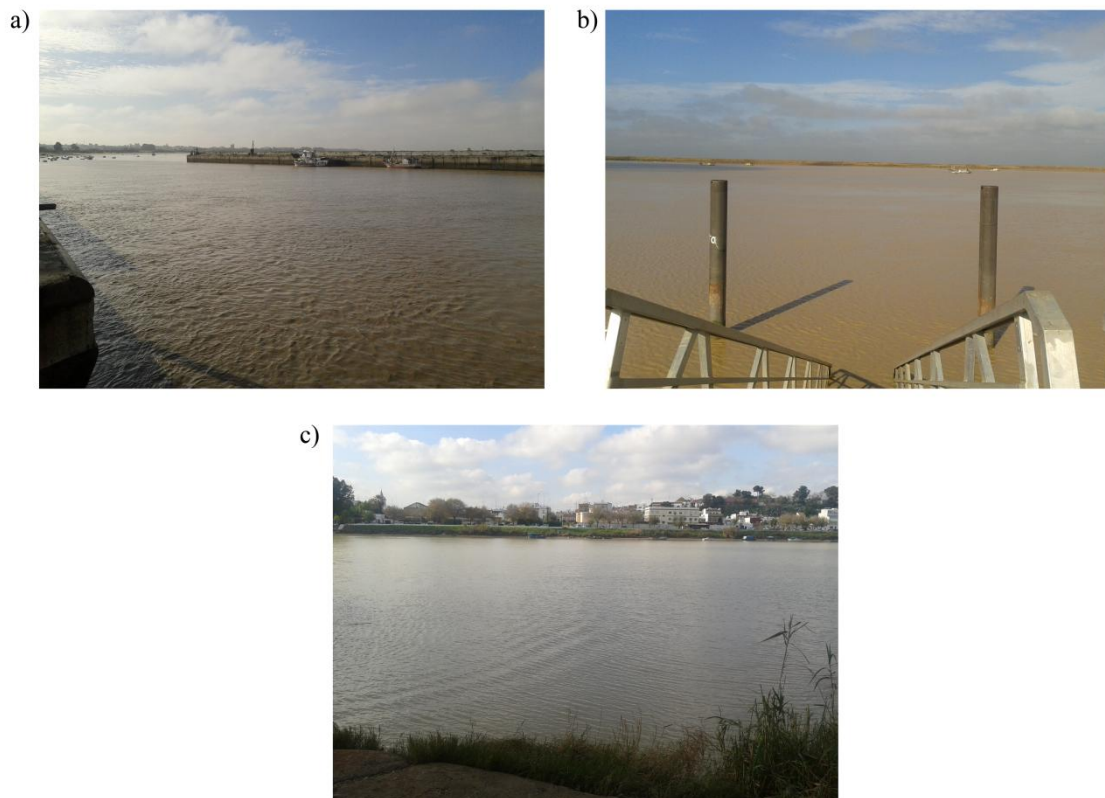


Figura B.2. Puntos de recogida de las muestras y toma de datos el día 18 de Diciembre 2012 en a) Bonanza, b) Trebujena y c) Coria del Río.

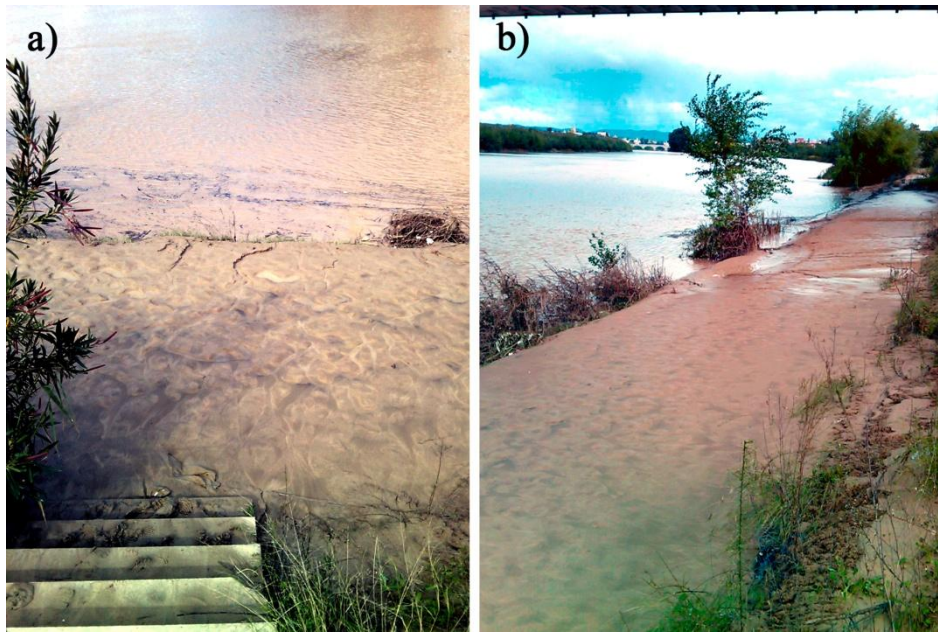


Figura B.3. Punto de recogida de las muestras en el río Guadalquivir a la altura del puente de Andalucía el día 8 de noviembre 2012.

## B.2. Recogida de muestras y medidas in situ

En cada uno de los puntos del estuario y del río se recogieron cuatro muestras de agua para su posterior análisis en laboratorio. En los puntos del estuario además se midieron *in situ*, usando un multímetro Crison 40 MM, la conductividad eléctrica (CE), el pH y la temperatura de agua. Estas medidas se repitieron cinco veces. Los datos medios de las cinco réplicas junto con su desviación estándar ( $\sigma$ ), obtenidos para las distintas fechas se muestran en la tabla B.1.

Tabla B.1. Media de las medidas junto con la desviación estándar ( $\sigma$ , entre paréntesis) de conductividad eléctrica ( $\text{mS cm}^{-1}$ ), pH y temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en Bonanza, Trebujena y Coria del Río para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra.

<b>Puntos</b>	<b>CE (<math>\text{mS cm}^{-1}</math>)</b>	<b>pH</b>	<b>Temperatura (<math>^{\circ}\text{C}</math>)</b>
<i>28/11/2012</i>			
Bonanza	19.2 (0.038)	7.3(0.12)	15.0(0.096)
Trebujena	3.2 (0.022)	7.8(0.010)	15.7(0.022)
Coria del Río	1.3 (0.016)	7.9(0.005)	16.9(0.411)
<i>18/12/2012</i>			
Bonanza	40.1 (0.167)	7.0(0.587)	15.0 (0.084)
Trebujena	6.5 (0.069)	7.5(0.302)	17.1(0.432)
Coria del Río	1.5 (0.018)	7.7(0.049)	15.4(0.493)
<i>09/01/2013</i>			
Bonanza	53.0 (0.313)	8.0(0.037)	13.0(0.152)
Trebujena	8.4 (0.071)	8.2(0.067)	13.0(0.055)
Coria del Río	1.8 (0.054)	7.6(0.099)	14.7(0.74)
<i>30/01/2013</i>			
Bonanza	13.4 (0.052)	7.1(0.106)	13.3(0.13)
Trebujena	3.4 (0.094)	7.6(0.086)	16.3(0.525)
Coria del Río	1.1 (0.037)	7.7(0.122)	14.4(0.629)

### **B.3. Análisis en laboratorio de las muestras**

#### **B.3.1. Determinación de concentración de SPM**

La determinación de los sólidos en suspensión de las muestras recogidas en campo se llevó a cabo por gravimetría. Para ello, cada muestra se colocó en el agitador magnético para mantener los sólidos en suspensión, de los que se extrajeron 45 ml de la mezcla que se introdujeron en tubos de centrifuga previamente pesados. Dichos tubos se centrifugaron a 3000 r.p.m. durante 20 minutos, en dos tandas de 10 minutos cada una. Una vez centrifugadas las muestras, se eliminó el sobrenadante y se introdujeron la estufa a  $105^{\circ}\text{C}$  durante 24 horas. Transcurrido dicho periodo, las muestras se sacaron de la estufa y se dejaron enfriar. Por último, se volvieron a pesar para, a partir de la diferencia de peso, cuantificar la concentración de sólidos en suspensión en las muestras.

#### **B.3.2. Medidas de turbidez**

Se ha medido la turbidez de las doce muestras con los sólidos recogidos en las muestras de agua de Bonanza el 28 Noviembre de 2012, de concentraciones conocidas, usando el turbidímetro Hanna Instruments HI88713-ISO. La facilidad observada de las muestras para decantar, dificultaban la medición de la turbidez. Para ello, las muestras se

introdujeron en un baño de ultrasonido durante 10 minutos, rompiendo los posibles agregados y aumentando el tiempo de los sólidos en suspensión, haciendo posible una medida fiable de las mismas, ya que el turbidímetro recopila datos durante 10 segundos antes de ofrecer los valores de turbidez .

Al igual que con la determinación de la SSC, se usó el agitador magnético para mantener la homogeneidad de las muestras. El turbidímetro se calibró haciendo uso de cinco patrones de turbidez de < 0.1, 15, 100, 750 y 2000 NTU. Se seleccionó un modo de medida en continuo especialmente indicado para muestras que sedimentan, ya que los sólidos en suspensión de las muestras, sobre todo las que poseen una concentración elevada de éstos, tienden a decantar con rapidez. Así, se tomó como valor de turbidez aquel para el cual la lectura permanecía constante, antes de empezar a bajar. El intervalo de medida del turbidímetro es de 0 a 4000 NTU.

Por su parte, a la mayoría de las muestras recogidas en el río no fue posible medirles la turbidez, ya que su valor excedía del intervalo de medida del turbidímetro, de 0 a 4000 NTU. En la tabla B.3 se muestran las SSC de las muestras del río Guadalquivir a su paso por Córdoba obtenidas por gravimetría.

La tabla B.2 recoge las medidas obtenidas de concentración de sólidos en suspensión, turbidez medida con el turbidímetro y absorbancia con el espectrofotómetro ultravioleta visible de las muestras recogidas en Bonanza, Trebujena y Coria del Río para las distintas fechas:

Tabla B.2. SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ), turbidez (NTU) y absorbancia medidas en laboratorio de las muestras de agua recogidas en Bonanza, Trebujena y Coria del Río para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra.

<b>Puntos</b>	<b>SSC (<math>\text{mg l}^{-1}</math>)</b>	<b>Turbidez(NTU)</b>	<b>Absorbancia</b>
<i>28/11/2012</i>			
Bonanza	3105	>4000	2.767
Trebujena	3670	>4000	2.683
Coria del Río	285	543	0.560
<i>18/12/2012</i>			
Bonanza	3095	>4000	2.498
Trebujena	1680	2650	1.964
Coria del Río	205	419	0.458
<i>09/01/2013</i>			
Bonanza	400	471	0.515
Trebujena	2820	>4000	2.408
Coria del Río	310	454	0.505
<i>30/01/2013</i>			
Bonanza	3395	>4000	2.659
Trebujena	345	551	0.547
Coria del Río	490	377	0.856
<i>20/02/2013</i>			
Bonanza	270	133	0.182
Trebujena	230	511	0.575
Coria del Río	46	64	0.086

Tabla B.3. SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) obtenida en laboratorio de las muestras de agua recogidas en el río Guadalquivir a su paso por Córdoba para las distintas fechas en las que se llevaron a cabo tomas de muestra.

<b>Fecha</b>	<b>Puntos</b>	<b>SSC(<math>\text{mg l}^{-1}</math>)</b>
05/11/2012	Puente Romano	43230
08/11/2012	Puente de Andalucía	5500
11/11/2012	Puente de San Rafael	15430
14/11/2012	Puente de San Rafael	9020
16/11/2012	Puente de San Rafael	150



## Anejo C: Análisis de frecuencias de concentración de sólidos en suspensión (SSC), conductividad eléctrica (CE) y temperatura

### C.1. Localización de las estaciones

Se ha realizado un análisis de frecuencias relativas acumuladas de los datos registrados por tres estaciones de medida: Red de embarcaciones de la Junta (JJAA), red Integral de Calidad de Aguas (ICA) y red de CTDs.

Figura C.1. Localización de los puntos de muestreo de la a) red de embarcaciones de la Junta de Andalucía y red Integral de Calidad de Aguas(ICA); b) Red de CTDs.

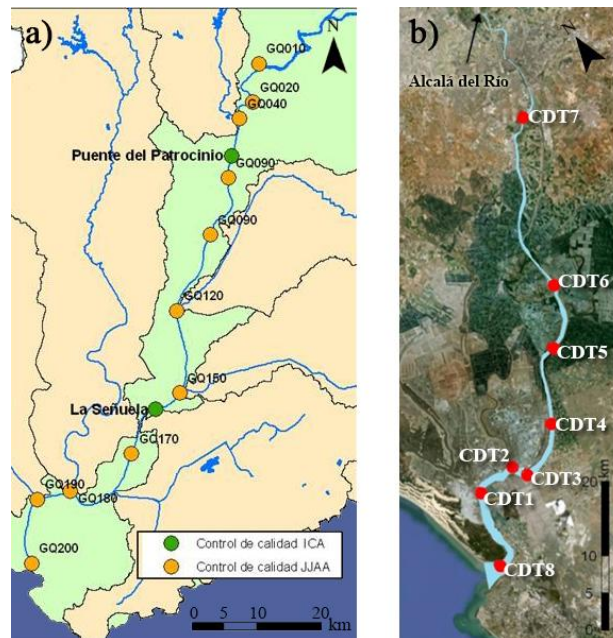


Tabla C.1.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía.

ESTACION	X (UTM)	Y (UTM)	SITUACIÓN
GQ010	237026	4156352	AGUAS ABAJO PRESA DE ALCALÁ DEL RÍO
GQ040	234118	4148238	SANTIPONCE
GQ070	232381	4139036	SAN JUAN AZNALFARACHE
GQ090	229625	4130282	CORIA DEL RÍO
GQ110	224581	4119762	PUEBLA DEL RÍO
GQ120	224466	4118449	LEBRIJA/PUEBLA
GQ150	224900	4105524	LEBRIJA
GQ180	207987	4090316	AZNALCAZAR
GQ190	201720	4077923	ALMONTE
GQ200	198216	4076402	DESEMBOCADURA



Tabla C.2.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red de CTDs.

ESTACION	X (UTM)	Y (UTM)	SITUACION
CTDO	732921	4073534	Broa
CTD1	736942	4086305	Cepillos
CTD2	742685	4088244	El Puntal
CTD3	744875	4086529	Esparraguera
CTD4	750594	4092249	Tarfia
CTD5	755643	4102175	La Mata
CTD6	755395	4110387	La Corta
CTD7	764700	4134113	Punta del Verde

Tabla C.3.Coordenadas y situación de los puntos de muestreo de la red Integral de Calidad de Aguas (ICA).

ESTACION	X (UTM)	Y (UTM)	SITUACION
A	732921	4073534	Alcalá del Río
B	736942	4086305	Puente del Patrocinio
C	742685	4088244	La Señuela

## C.2. Concentración de sólidos en suspensión (SSC)

En la figura C.2 se presentan las curvas de frecuencias acumulada de SSC durante el periodo 21/04/08 -31/12/2014, en cada punto de control de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía, junto con los percentiles 90. Se observa que el valor del percentil 90 es mayor en los puntos de control más próximos a la desembocadura son mayores que las próxima a la cabecera del estuario (Alcalá del Río).

La figura C.3.muestra también curvas de frecuencia acumulada de SSC pero en este caso de los tres puntos de control que la red Integral de Calidad de Aguas (ICA) tiene a lo largo del cauce principal de estuario del Guadalquivir para el periodo 01/10/85-01/06/2012. Se aprecia la misma tendencia de la SSC al alejarnos de la cabecera del estuario. Las tablas C.4. y C.4.recogen los valores de percentiles 99, 95, 90, 50 y 25 de SSC recogidas por las dos estaciones de medida.

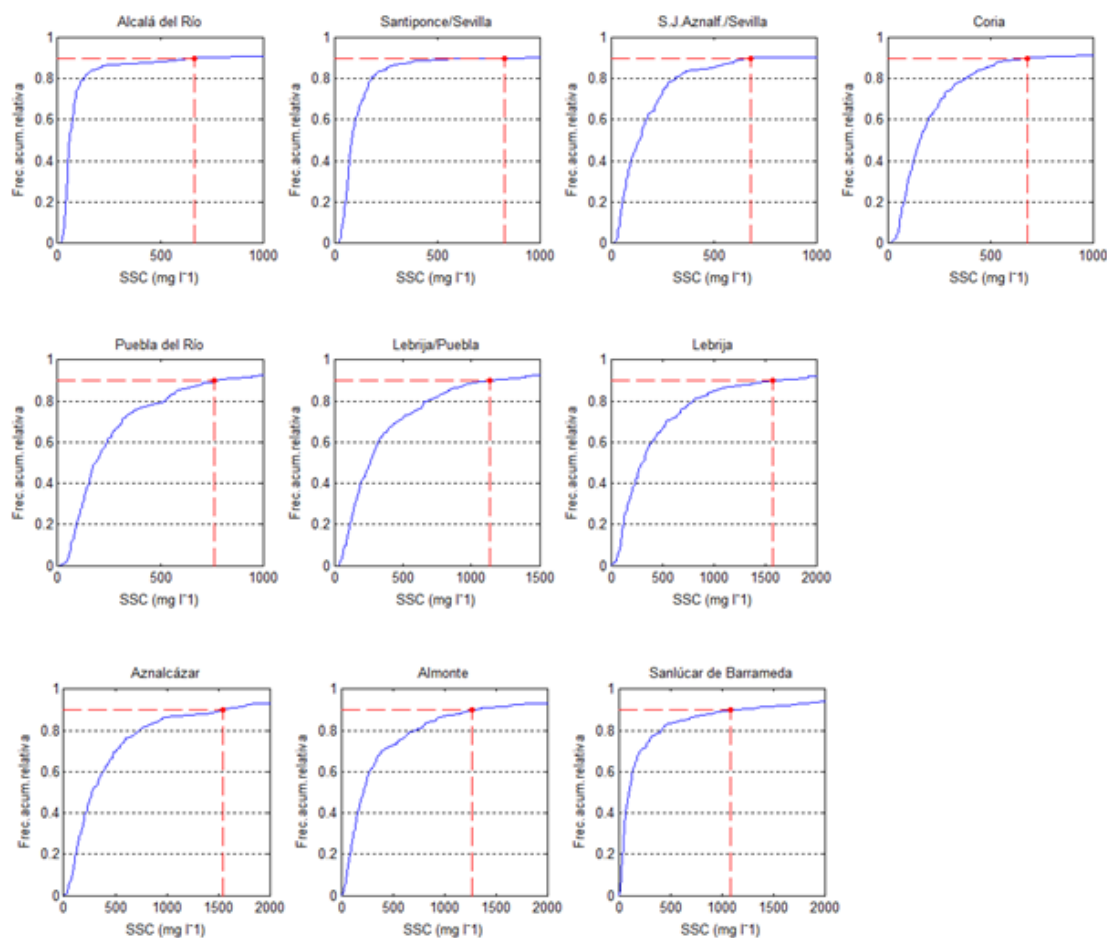


Figura C.2. Frecuencias relativas acumuladas de la SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) medidas por la red de La Junta de Andalucía en el periodo comprendido entre diciembre 2006 y septiembre 2014 junto con el percentil 90.

Tabla C.4. Percentiles de los registros de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía para el periodo 21/04/08 - 31/12/14.

Puntos de control	Percentil				
	p99	p95	p90	p50	p25
Alcalá del Río	9242.4	5060.8	666.4	57.0	44.0
SantiPonce (Sevilla)	16132.8	3192.2	827.9	84.0	61.3
S.J. Aznalfarache	16057.2	4228.4	679.4	139.5	65.8
Coria	11057.3	2651.8	683.6	157.5	91.6
Puebla del Río	12634.9	1715.2	764.8	186.4	105.3
Lebrija/Puebla	8939.0	2357.2	1139.6	264.0	135.8
Lebrija	9201.9	3735.0	1571.7	303.5	134.3
Aznalcázar	5229.3	3076.3	1542.4	273.5	135.3
Almonte	7099.8	2506.3	1272.0	216.7	105.0
Sanlúcar de Barrameda	4215.7	2322.1	1084.8	100.5	46.5

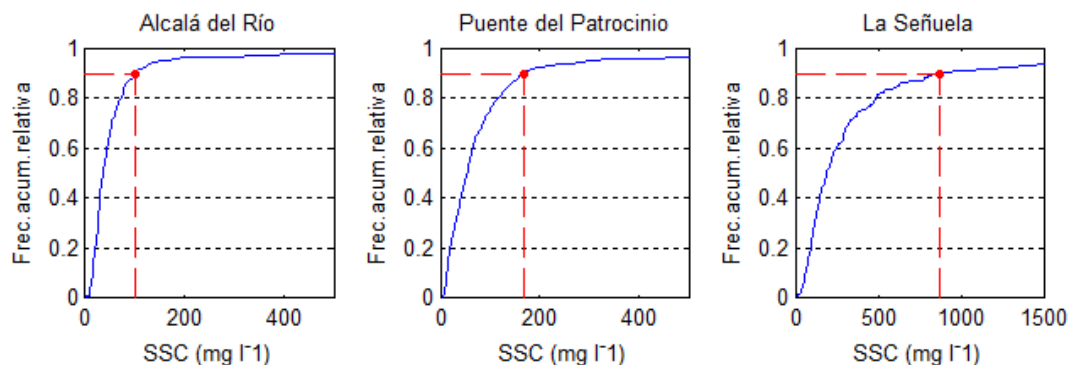


Figura C.3.Frecuencias relativas acumuladas de la SSC( $\text{mg l}^{-1}$ ) medidas por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90.

Tabla C.5.Percentiles de los registros de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red integral de calidad de aguas para el periodo 01/10/81 - 01/04/13.

Puntos de control	Percentil				
	p99	p95	p90	p50	p25
Alcalá del Río	1815.8	149.0	101.0	36.0	23.5
Puente del Patrocinio	3841.3	296.3	169.4	54.0	24.2
La Señuela	4603.8	1770.7	873.2	190.0	103.0

## C.2. Conductividad eléctrica (CE)

Las figuras C.4 y C.5 muestran las curvas de frecuencias acumulada de conductividad eléctrica ( $\mu\text{S m}^{-1}$ ) medidas por la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía para el periodo 21/04/2008-31/12/2014, y los valores registrados por la red de 8 CTDs instalados a lo largo del eje principal del estuario para el periodo abril 2008-noviembre 2011. En ambas figuras se recogen los percentiles 90. Se observa un gradiente espacial creciente de la CE desde la cabecera hacia la desembocadura.

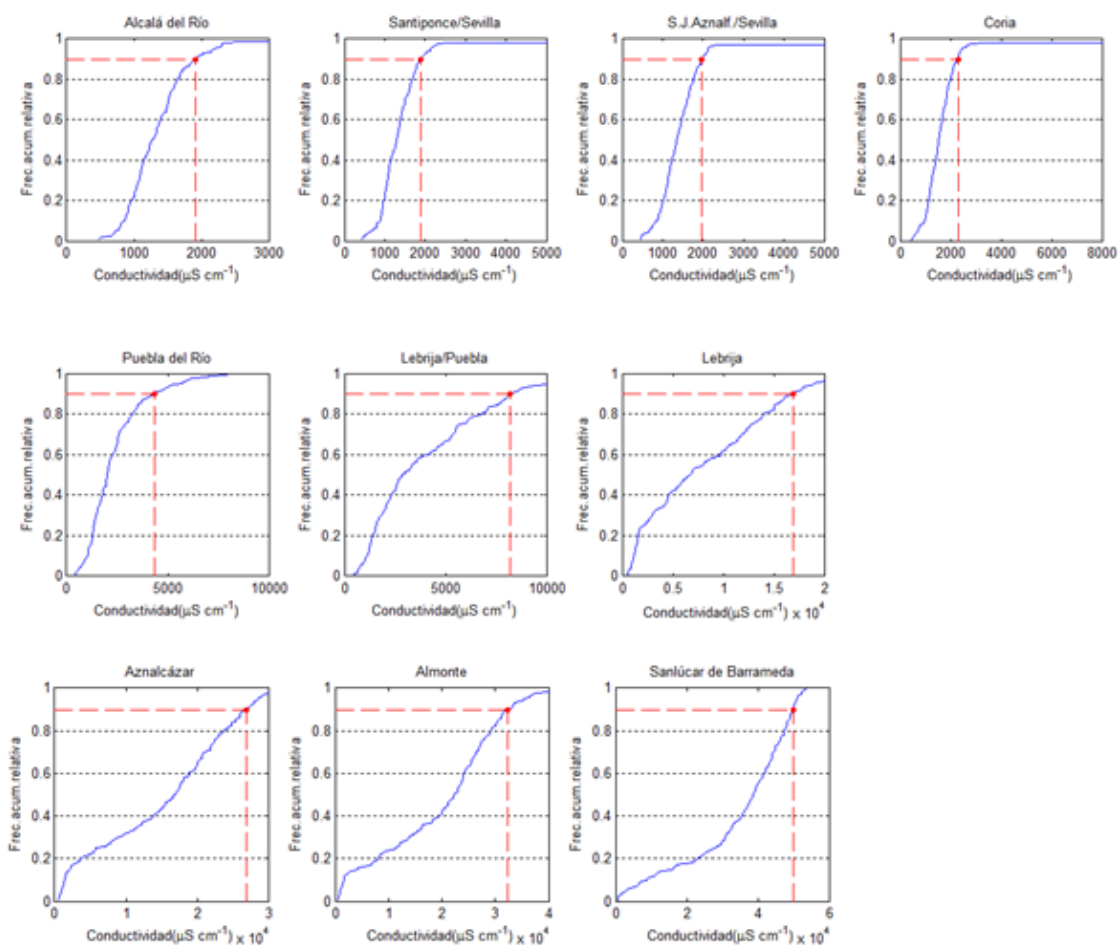


Figura C.4.Frecuencias relativas acumuladas de la CE ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) medidas por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90.

Tabla C.6.Percentiles de los registros de conductividad eléctrica ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) en los puntos de control de la red de embarcaciones de la Junta de Andalucía para el periodo 21/04/08 - 31/12/14.

Puntos de control	Percentil				
	p99	p95	p90	p50	p25
Alcalá del Río	164546	2176	1912	1273	1030
SantiPonce (Sevilla)	1158090	2130	1879	1295	1021
S.J.Aznalfarache	1180510	2120	1965	1352	1083
Coria	1164690	2437	2293	1537	1191
Puebla del Río	7000	5393	4336	2010	1358
Lebrija/Puebla	15483	10132	8214	2860	1576
Lebrija	25004	18898	16934	6750	2290
Aznalcázar	32724	28620	26940	16890	5790
Almonte	50312	35420	32360	22400	11330
Sanlúcar Barrameda	53184	51060	50000	38700	27900

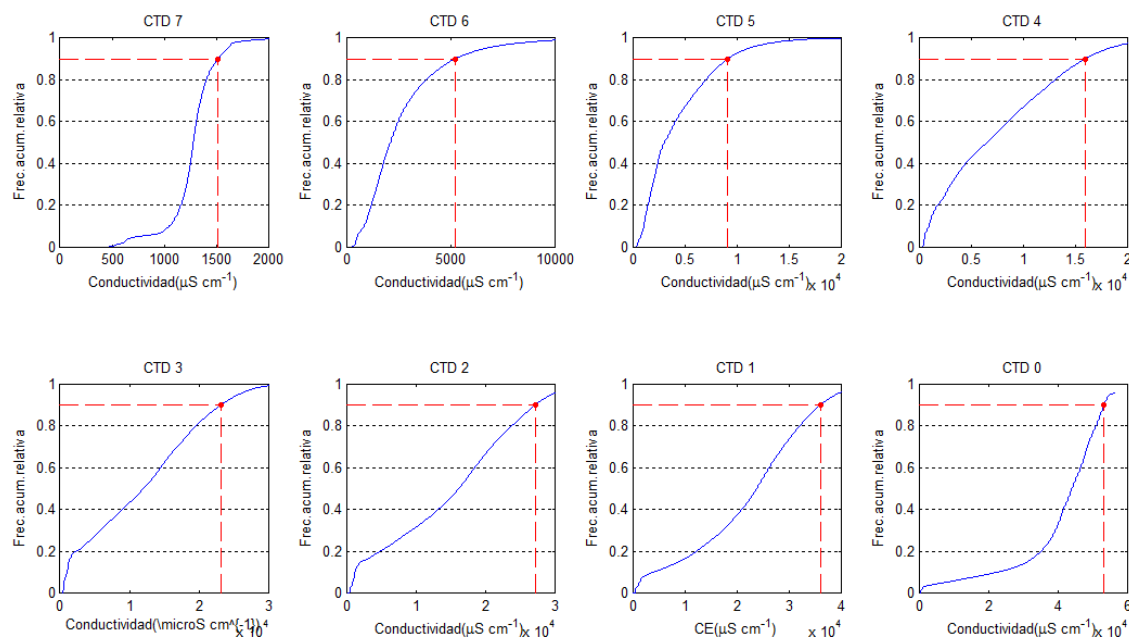


Figura C.5. Frecuencias relativas acumuladas de la CE ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) medidas por la Red de CTDs para el periodo abril 2008-noviembre 2011, junto con el percentil 90.

Tabla C.7. Percentiles de los registros de CE ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) en los puntos de control por la Red de CTDs para el periodo abril 2008-noviembre 2011.

Puntos de control	Percentil				
	p99	p95	p90	p50	p25
CTD0	--	55194	53381	44112	37688
CTD1	43903	39059	36152	23839	14984
CTD2	33076	29600	27252	16259	7297
CTD3	29486	25730	23200	12094	4322
CTD4	22598	18208	15982	6585	2530
CTD5	15505	11107	9154	3072	1728
CTD6	9990	6674	5220	2119	1371
CTD7	1849	1613	1520	1280	1195

### C.3. Temperatura

Finalmente en las figuras C.6 y C.7 se muestran las curvas de frecuencia acumuladas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) medidas tanto por la red Integral de Calidad de Aguas (ICA) para el periodo 01/10/1081-01/06/13 como por la red de CTDs durante el periodo abril 2008-noviembre 2011 junto con los percentiles de dichos registros en las tablas C.8 y C.9.

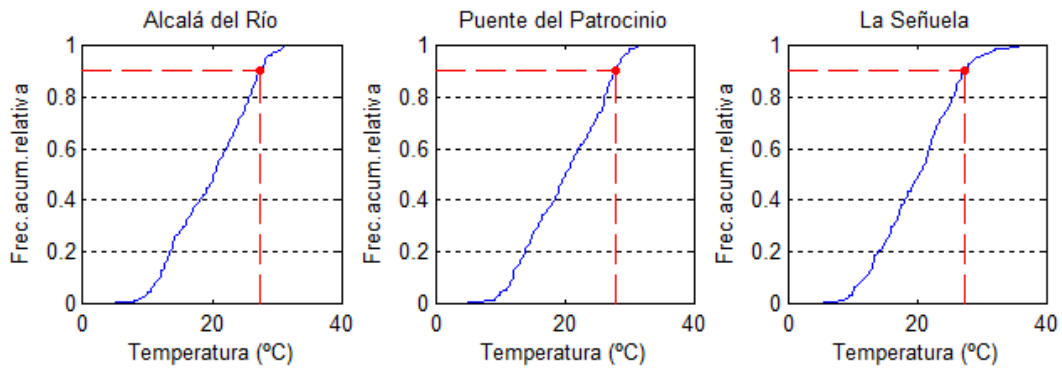


Figura C.6. Frecuencias relativas acumuladas de temperatura (°C) registrada en los puntos de control por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013 junto con el percentil 90.

Tabla C.8. Percentiles de los de temperatura (°C) registrada en los puntos de control por la Red Integral de Calidad de aguas (ICA) del periodo 01/10/81 – 01/06/2013.

Puntos de control	Percentil				
	p99	p95	p90	p50	p25
Alcalá de Río	31.0	28.4	27.5	20.3	14.1
Puente del Patrocinio	30.8	28.8	28.0	20.1	14.9
La Señuela	34.0	29.0	27.4	20.3	15.3

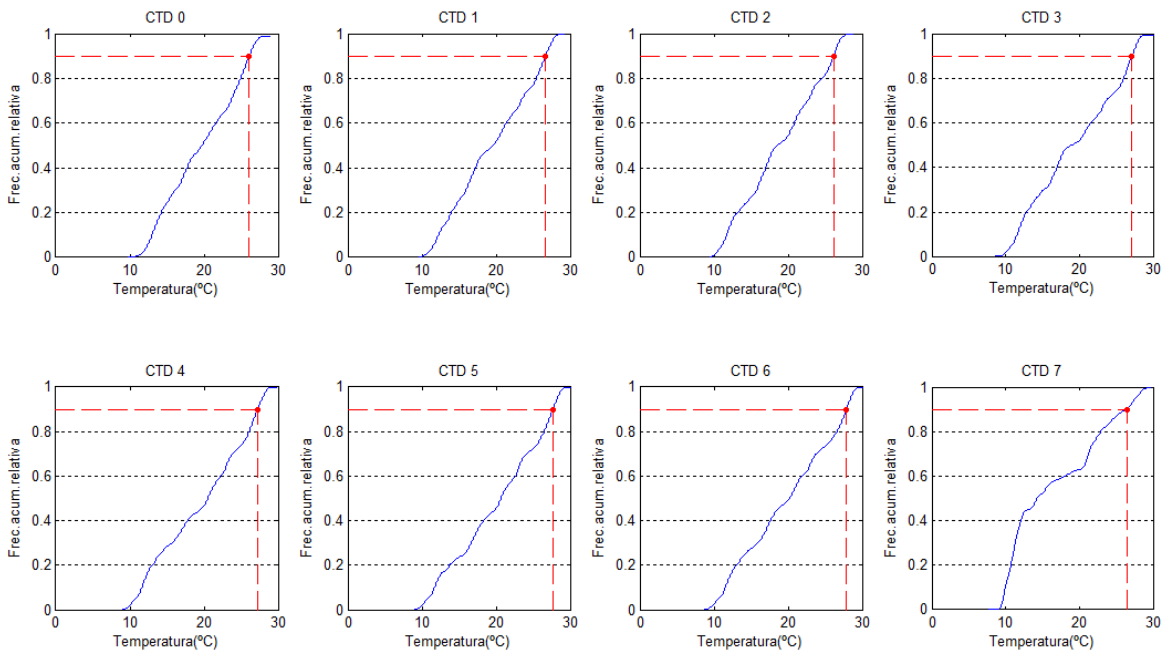


Figura C.7. Frecuencias relativas acumuladas de temperatura (°C) registrada en los puntos de control de la Red de CTDs en el periodo abril 2008 – noviembre 2011, junto con el percentil 90.

Tabla C.9. Percentiles de los de temperatura (°C) registrada en los puntos de control de la Red de CTDs en el periodo abril 2008 – noviembre 2011.

<b>Puntos de control</b>	<b>Percentil</b>				
	<b>p99</b>	<b>p95</b>	<b>p90</b>	<b>p50</b>	<b>p25</b>
CTD0	27.8	26.7	26.1	19.7	15.1
CTD1	28.0	27.3	26.6	19.6	14.9
CTD2	27.5	26.7	26.1	18.6	14.6
CTD3	28.3	27.7	27.1	18.9	13.9
CTD4	28.6	27.9	27.2	20.5	14.1
CTD5	29.0	28.3	27.6	20.6	15.8
CTD6	29.1	28.4	27.9	20.2	14.3
CTD7	28.7	27.6	26.4	14.3	11.1

## Anejo D . Análisis del lecho

La toma de muestras del material del lecho la realizó el personal de la División de Medio Ambiente Litoral del CEPyC utilizando una draga Van Veen, que permite la adquisición de una muestra de la parte más superficial (10-15 cm) del sedimento. La distribución del número de estaciones de muestreo por tramos a dragar son las siguientes:

Tabla D.1. Localización y número de muestras recogidas en cada estación donde se realizó el análisis del material del lecho.

Tramo	Nombre localización	Localización	n° muestras
1	Barra	36°47'28,60"N;6°21'57,57"O;	15
2	Salinas	36°52'06,50"N;6°21'06,06"O;	4
3	Tarfia	36°56'35,90"N;6°11'10,48"O;	2
4	La Mata	37°01'55,02"N;6°07'36,48"O;	6
5	La Lisa	37°06'20,59"N;6°05'07,27"O;	1
6	Los Olivillos	37°10'25,10"N;6°06'28,16"O;	3
7	El Majano	37°15'02,40"N;6°03'44,32"O;	3
8	Las Huertas	37°18'17,35"N;6°01'34,42"O;	5
9	Don Isaías	37°18'54,30"N;6°00'58,04"O;	2
10	Anteclusa	37°19'20,90"N;5°59'54,84"O;	3
11	Dársena del Cuarto	37°19'11,17"N;5°59'31,72"O;	5

Los resultados del análisis granulométrico se recogen en la tabla siguiente:

Tabla D.2. Porcentaje de arena, gruesos y finos, d50, textura y humedad de las muestras de lecho en los puntos de estudio

N° MUESTRA	LOCALIZACIÓN	% GRUESOS (>2 mm)	% ARENA (0.063-2 mm)	% FINOS (<0.063 mm)	D50 (mm)	TEXTURA	HUMEDAD (%)
1	Dársena del Cuarto	0	4	96	0,0019	Fango fino	<b>63,58</b>
2	Dársena del Cuarto	0	7	93	0,0025	Fango con grumos	56,64
3	Dársena del Cuarto	0	7	93	0,003	Fango fino	58,28
4	Dársena del Cuarto	0	6	94	0,003	Fango fino	57,59
5	Dársena del Cuarto	0	7	93	0,0027	Fango fino	57,15
6	Anteclusa	0	2	98	0,0017	Fango con grumos	59,4
7	Anteclusa	0	4	96	0,0025	Fango acuoso	60,12
8	Anteclusa	0	5	95	0,0024	Fango	57,36
9	Don Isaías	0	8	92	0,0043	Fango	56,16
10	Don Isaías	0	8	92	0,0034	Fango	52,24



Nº MUESTRA	LOCALIZACIÓN	% GRUESOS (>2 mm)	% ARENA (0.063-2 mm)	% FINOS (<0.063 mm)	D50 (mm)	TEXTURA	HUMEDAD (%)
11	Las Huertas	0	16	84	0,0095	Fango	54,75
12	Las Huertas	0	10	90	0,0064	Fango	52,92
13	Las Huertas	0	24	76	0,0075	Fango	42,51
14	Las Huertas	0	15	85	0,006	Fango con grava	55,52
15	Las Huertas	0	9	91	0,008	Fango acuoso	54,55
16	El Majano	0	61	39	0,14	Fango denso	39,09
17	El Majano	0	88	12	0,17	Fango muy arenoso	32,3
18	El Majano	0	71	29	0,18	Fango arenoso	35,75
19	Los Olivillos	0	76	24	0,212	Fango acuoso	40,59
20	Los Olivillos	0	16	84	0,005	Fango muy arenoso	52,18
21	Los Olivillos	0	48	52	0,05	Fango arenoso	46,03
22	La Lisa	2	23	75	0,005	Fango arenoso	51,54
23	La Mata	2	94	4	0,3	Arena con conchas	20,43
24	La Mata	1	92	7	0,212	Arena con conchas	23,35
25	La Mata	0	94	6	0,2	Arena fangosa	24,16
26	La Mata	0	98	2	0,23	Arena	21,17
27	La Mata	0	94	6	0,18	Arena fangosa	26,99
28	La Mata	0	98	2	0,2	Arena	21,97
29	Tarfia	0	96	4	0,2	Arena fangosa	26,59
30	Tarfia	0	92	8	0,22	Arena	26,15
31	Salinas	0	87	13	0,212	Arena fangosa	46,08
32	Salinas	0	95	5	0,3	Arena con conchas	19,79
33	Salinas	0	69	31	0,18	Arena fangosa	43,43
34	Salinas	0	39	61	0,01	Arena fangosa	48,14
35	Barra	0	98	2	0,4	Arena con conchas	17,34
36	Barra	6	74	26	0,38	Arena fangosa	27,34
37	Barra	0	92	8	0,25	Arena fangosa con conchas	24,04
38	Barra	0	98	2	0,4	Arena	21,8
39	Barra	0	93	7	0,25	Arena	20,13
40	Barra	0	97	3	0,24	Arena	21,03
41	Barra	0	81	19	0,19	Arena fina	29,25
42	Barra	0	99	1	0,18	Arena	19,24
43	Barra	0	95	5	0,15	Arena	22,18
44	Barra	0	97	3	0,18	Arena	22,73
45	Barra	0	75	25	0,15	Arena fangosa	36,4
46	Barra	0	52	48	0,075	Arena fangosa	47,36

N° MUESTRA	LOCALIZACIÓN	% GRUESOS (>2 mm)	% ARENA (0.063-2 mm)	% FINOS (<0.063 mm)	D50 (mm)	TEXTURA	HUMEDAD (%)
47	Barra	0	50	50	0,065	Arena muy acuosa	44,09
48	Barra	0	68	32	0,1	Arena muy acuosa	61,26
49	Barra	0	78	22	0,12	Arena acuosa	35,47

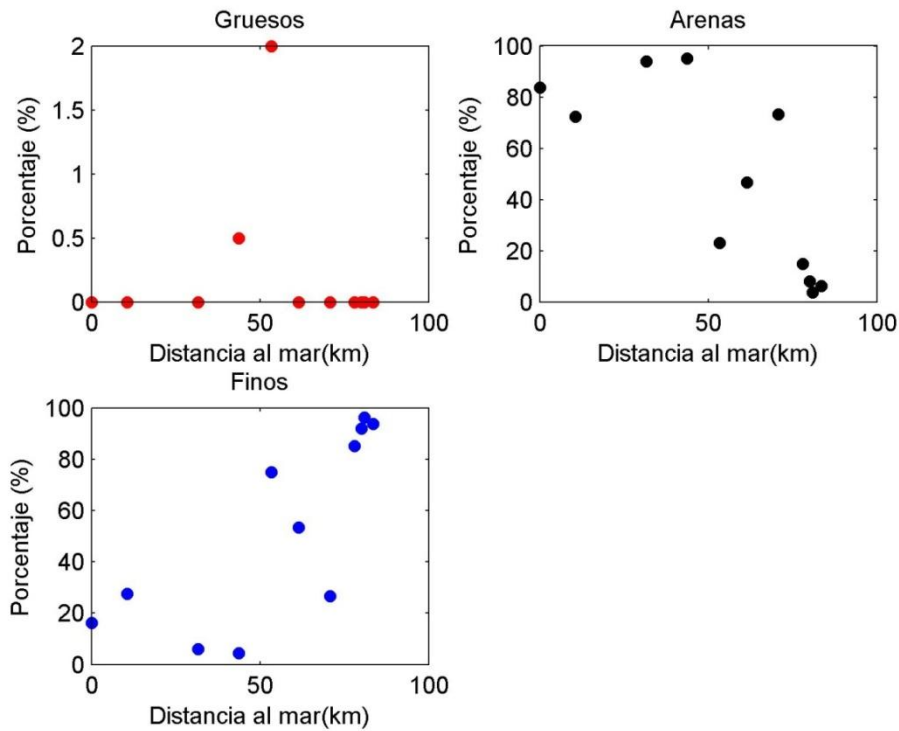


Figura D.1. Representación del porcentaje medio de gruesos ,arenas y finos en los puntos de muestreo en función de la distancia de estos al mar (Km).

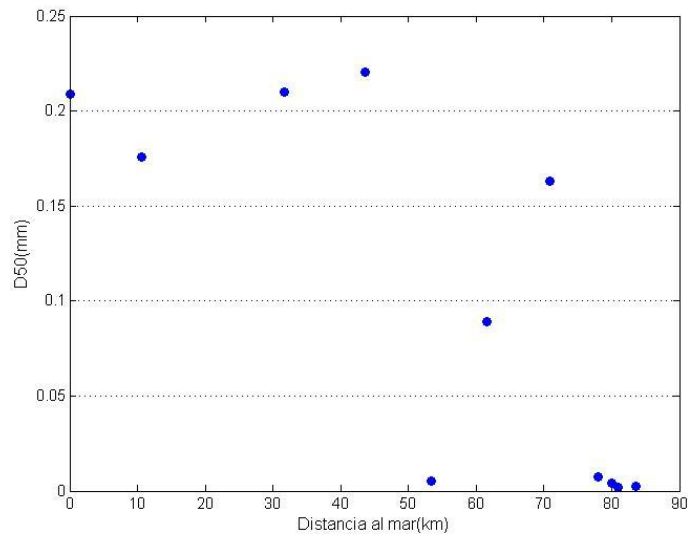


Figura D.2.D50 medio (mm) en los puntos de muestreo en función de la distancia de estos al mar (Km).

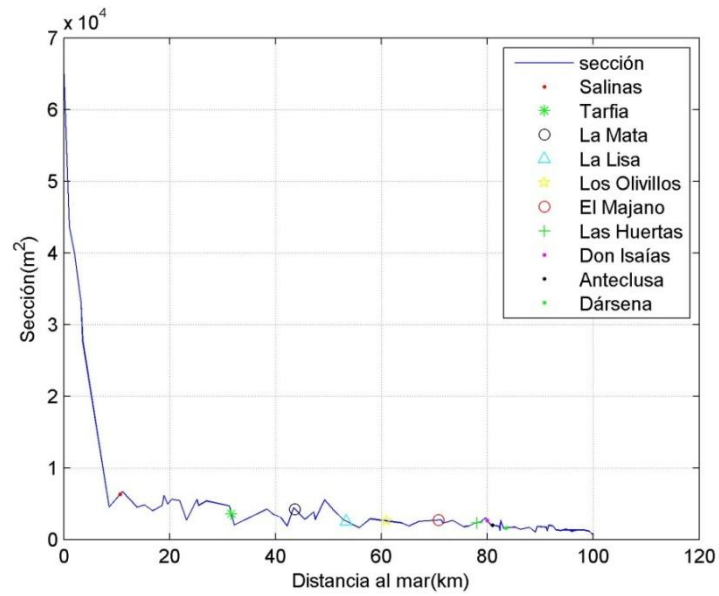


Figura D.3. Sección ( $m^2$ ) del estuario en función de la distancia de estos al mar (Km).

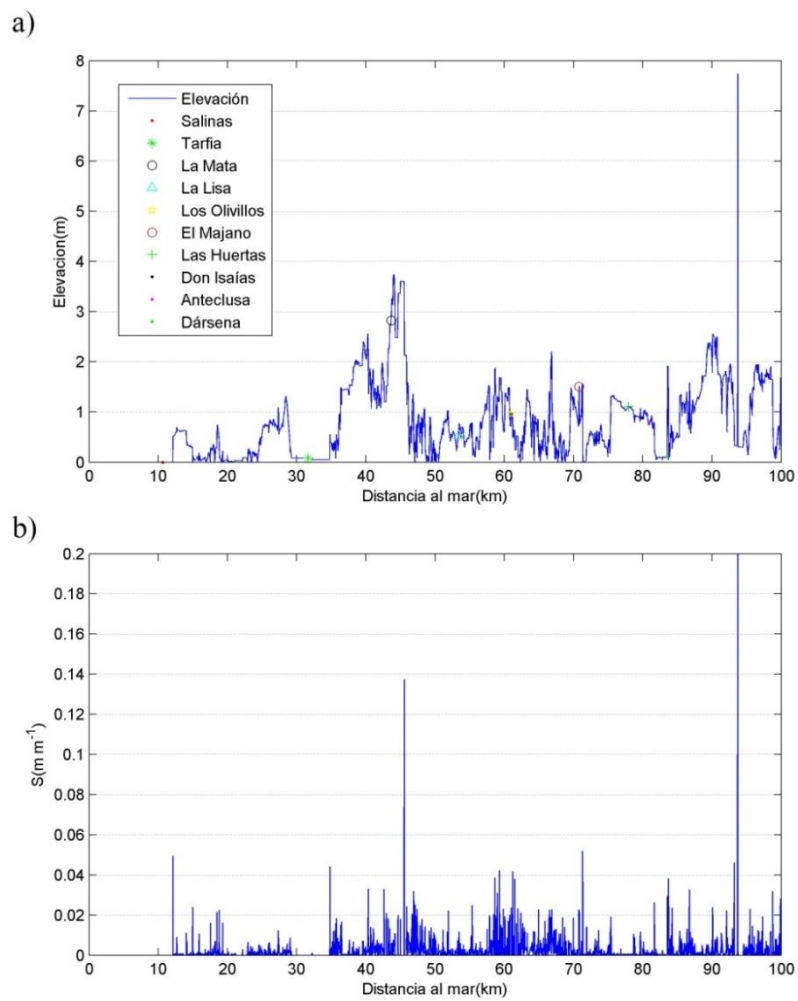


Figura D.4. a)Elevación (m) ,b)Pendiente(S) en  $m m^{-1}$  del estuario en función de la distancia de estos al mar(Km).

## Anejo E. Evolución de los niveles de sólidos en suspensión a lo largo del río Guadalquivir

Parte de los resultados de este capítulo han sido presentados como comunicación oral en la European Geosciences Union Assembly (2013).

Carpintero, M., Contreras, E., Jurado, A., Aguilar, C., Polo, M.J. Suspended sediment levels and turbidity along the Guadalquivir river related to the hydrological regimes. EGU2015, pp. 1026 - 1026. ISBN: 1607-7692.

En esta anejo se muestra la evolución espacio-temporal de la concentración de sólidos a lo largo del cauce principal del Guadalquivir y su relación con los distintos usos de suelo presentes en la cuenca, así como su variabilidad en años húmedos y secos.

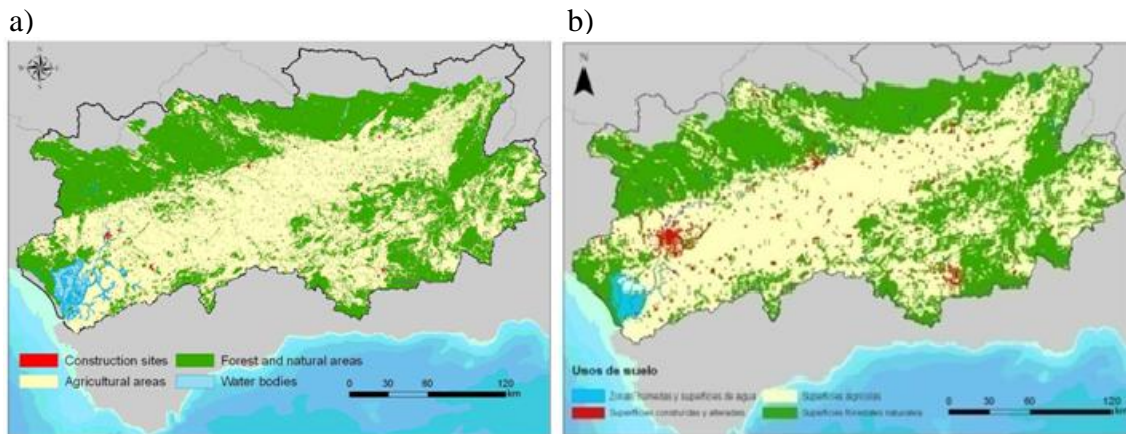


Figura E.1. Distribución de los usos del suelo en la cuenca del Guadalquivir a) en el año 1956; b) en 2007.

La tabla E.1 recoge la superficie de la cuenca ocupada por cada uso del suelo en el año 1956 y 2007 obtenida de las fotografías aéreas de Andalucía y su porcentaje de cambio. La superficie de arrozal se ha incrementado en un 464% seguido de los cultivos de regadío, 223%. Sin embargo las zonas de marisma e inter mareales se han reducido en un 55% seguidos de los cultivos de secano en un 15%.

Tabla E.1 . Área de la cuenca ocupada por cada uso y porcentaje de cambio en el periodo 1956-2007.

Usos del suelo	Área en la cuenca (ha)		
	1956	2007	% cambio
Zonas urbanas y residenciales	27540	61573	123%
Cultivos de regadío	198174	641314	223%
Cultivos de secano	2373797	2002850	-15%
Olivar	1029941	1291054	25%
Arrozal	6883	38872	464%
Embalses	7937	22693	185%
Marismas y áreas inter mareales	89593	40205	-55%

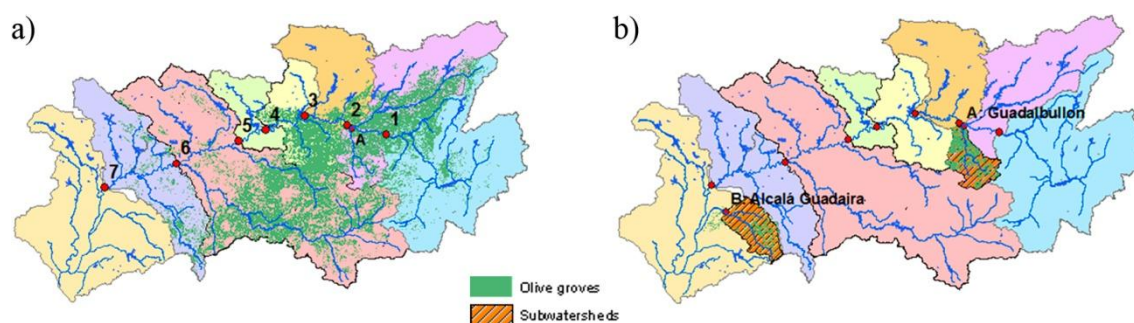


Figura E.2.a) Puntos de control a lo largo del río Guadalquivir y superficie de olivar; b) cuencas vertientes aguas arriba junto sus puntos de desagüe y área cubierta de olivar.

Para el estudio de la evolución de la turbidez se ha empleado los datos de sólidos en suspensión de la red ICA en siete puntos, desde la cabecera hasta la presa de Alcalá que es una barrera física donde aguas abajo los procesos son más complejos debido a que interaccionan procesos fluviales y mareales. En cada uno de estos puntos se tiene datos de aforo y SSC desde el año 1981 hasta el 2008. Para evaluar la dependencia con el régimen hídrico anual, se ha realizado además el análisis en dos periodos; uno seco con precipitación inferior a  $340 \text{ mm año}^{-1}$  correspondiente al periodo 1992-1995 y otro húmedo ( $>490 \text{ mm año}^{-1}$ ) comprendido entre 1999 -2004.

La tabla F.2 muestra los valores de los cuartiles en cuatro puntos de control a lo largo del Guadalquivir observándose un descenso de la SSC aguas abajo del río para los tres periodos estudiados desde  $261 \text{ mg l}^{-1}$  a  $63 \text{ mg l}^{-1}$  en el cuartil 3 para el periodo 1981-2008.

Sin embargo, la carga de sólidos en suspensión en los mismos puntos no muestra ningún patrón de comportamiento asociados a los efectos de regulación aguas arriba (tabla F.3). Pero se observa que la dependencia de las cargas de sedimentos con el caudal decrece aguas abajo del río desde la cabecera del río hasta la presa de Alcalá del Río ( Figura E.3) debido a la intensa regulación excepto en eventos extremos.

Tabla E.2. Cuartiles de SSC (mg l-1) en cuatro puntos de control a lo largo del Guadalquivir .

		<b>SSC (mg L-1)</b>		
		<b>1981-2008</b>	<b>1992-1995</b>	<b>1999-2004</b>
<b>A</b>	q1	54	35	67
	q2	123	63	128
	q3	261	204	193
	q4	86425	625	12360
<b>3</b>	q1	50	40	51
	q2	92	62	77
	q3	191	145	116
	q4	34812	2110	34812
<b>4</b>	q1	45	42	43
	q2	74	64	64
	q3	132	91	96
	q4	69060	255	5100
<b>7</b>	q1	23	16	20
	q2	36	25	29
	q3	63	32	41
	q4	6370	67	351

Tabla E.3. Cuartiles de carga de sólidos en suspensión (Tn día<sup>-1</sup>) en los cuatro puntos de control a lo largo del Guadalquivir .

		<b>Carga SS (Tn día<sup>-1</sup>)</b>		
		<b>1981-2008</b>	<b>1992-1995</b>	<b>1999-2004</b>
<b>A</b>	q1	2.1	0.3	6.4
	q2	12.8	1.7	20.6
	q3	53.8	5.9	83.1
	q4	39200	76	2883
<b>3</b>	q1	44	34.2	90
	q2	149.7	81.7	178.3
	q3	527.7	147	346.4
	q4	149455	929	149455
<b>4</b>	q1	26.3	20.7	44.5
	q2	106.4	28.2	109
	q3	334.8	69.4	302.1
	q4	364571	417	5456
<b>7</b>	q1	38.7	78.3	40.3
	q2	86.1	110.5	71.9
	q3	222.3	230.5	156.8
	q4	408142	10512	9605

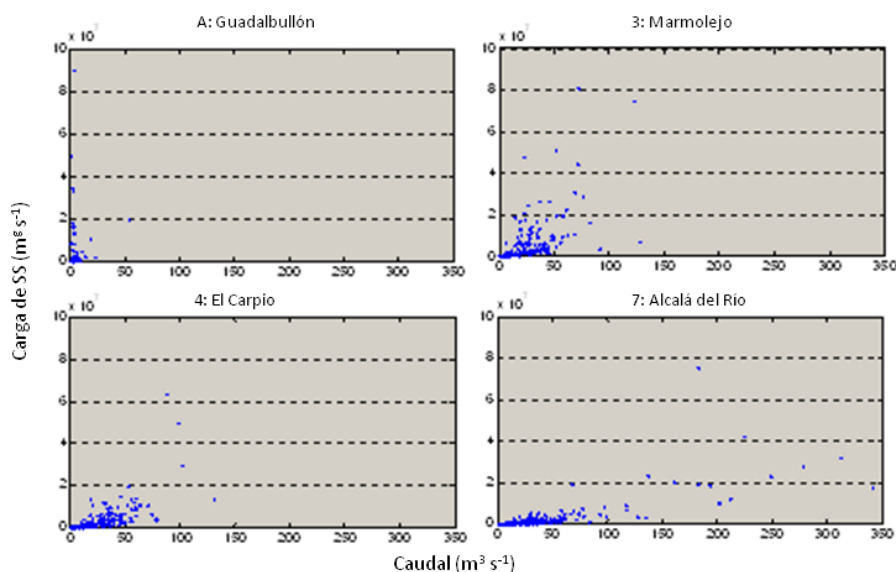


Figura E.3. Relación entre el caudal ( $m^3 s^{-1}$ ) y la carga de sólidos en suspensión ( $mg s^{-1}$ ) en cuatro puntos a lo largo del río Guadalquivir

Los cambios en los niveles de sólidos en suspensión están marcados por la regulación del río. Para evaluar estos cambios se ha realizado el análisis en dos cuencas vertientes aguas arriba del estuario que no están reguladas por ningún embalse. Estas son la cuenca de Guadalbullón y de Alcalá de Guadaira. Ambas tienen una superficie similar, 112090 y 152497 ha respectivamente pero la superficie ocupada por olivos es claramente superior en Guadalbullón, 47 % frente al 19% en la cuenca de Guadaira (Tabla E.4).

Tabla E.4. Caudal medio diario ( $m^3 s^{-1}$ ), área (ha) y superficie ocupada(%) por olivar en las cuencas Guadalbullón y Alcalá de Guadaira .

	<b>Caudal medio diario(<math>m^3 s^{-1}</math>)</b>	<b>Área (ha)</b>	<b>Olivar (%)</b>
A :Guadalbullón	2.8	112090	47
B:Alcalá de Guadaira	1.73	152497	19

Los cuartiles de la SSC recogidas en los puntos de desagüe de ambas cuencas por la red ICA muestran que estos valores para los cuartiles 1,2 y 3 son menores en el puntos B (ver tabla E.5) correspondiente a la cuenca de Alcalá de Guadaira que tiene una menor superficie de olivar y un menor caudal diario de  $1.73 m^3 s^{-1}$ . Sin embargo, la carga de sólidos en suspensión es también menor en el punto B en todos lo cuartiles y periodos estudiados (Tabla E.6).

Tabla E.5. Cuartiles de SSC ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en los puntos de desagüe de las cuencas de Guadalbullón y Alcalá de Guadaíra .

		<b>SS C( <math>\text{mg l}^{-1}</math>)</b>		
		<b>1981-2008</b>	<b>1992-1995</b>	<b>1999-2004</b>
<b>A</b>	q1	54	35	67
	q2	123	63	128
	q3	261	204	193
	q4	6256	239	316
<b>B</b>	q1	18	10	19
	q2	28	17	27
	q3	51	27	50
	q4	86425	625	12360

Tabla E.6. Cuartiles de carga de sólidos en suspensión ( $\text{Tn día}^{-1}$ ) en los puntos de desagüe de las cuencas de Guadalbullón y Alcalá de Guadaíra .

		<b>Carga SS (<math>\text{Tn día}^{-1}</math>)</b>		
		<b>1981-2008</b>	<b>1992-1995</b>	<b>1999-2004</b>
<b>A</b>	q1	2.07	0.32	6.41
	q2	12.85	1.73	20.6
	q3	53.76	5.9	83.15
	q4	39200	76	2883
<b>B</b>	q1	0.22	0.06	1.25
	q2	0.75	0.23	3.33
	q3	2.89	0.5	13.83
	q4	14494	0.56	54.35





## Anejo F. Pre-procesamiento de las imágenes de satélite Landsat-7

En este anejo se resume el proceso de tratamiento que se aplica en el capítulo 4 a las imágenes de satélite Landsat-7 para el estudio de la evolución espacio temporal de la turbidez.

El programa Landsat ofrece la colección continua más larga de observaciones satelitales de la superficie de la Tierra. Este programa comenzó a principios de 1972 con el lanzamiento del primer satélite de la serie. Landsat-7 es el séptimo de la serie Landsat, lanzado en 1999, y adquiere las imágenes mediante el sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus).

Las imágenes Landsat presentan una resolución espacial de 30 m en la zona óptica del espectro y una extensión de 185×185 km por escena (Cohen y Goward, 2004), siendo útiles para motorizar la cubierta terrestre (Wulder *et al.*, 2008), las variaciones en los ecosistemas y realizar seguimientos de cambio global, debido a su resolución espacial (Healey *et al.*, 2005; Masek *et al.*, 2006; Masek *et al.*, 2008). La frecuencia temporal de esta plataforma es de 16 días.

Estas imágenes están compuestas por 8 capas de información de radiación medida por el sensor en diferentes intervalos de longitud de onda. En este trabajo se han procesado las 6 capas correspondientes a la zona óptica del espectro, donde presentan una resolución espacial de 30 m. Ofrecen también una banda térmica con una resolución de 60 m y una banda pancromática (pan) con 15 m de resolución. (Tabla F.1).

Tabla F.1. Características de Landsat-7 (NASA, 2013)

Bandas	Región del espectro	Resolución espacial (m)	Resolución espectral (nm)	
1	Azul	30	450	520
2	Verde	30	530	610
3	Rojo	30	630	690
4	Infrarrojo cercano	30	780	900
5	Infrarrojo cercano	30	1550	1750
6	Infrarrojo térmico	60	10400	12500
7	Infrarrojo medio	30	2080	2350
8	Pancromático	15	520	900

Un fallo en el sistema “*Scan Line Corrector (SLC-off)*” del Landsat-7 provoca un bandeo en las imágenes desde 2003, existiendo líneas sin datos. Los efectos del SLC-off son más pronunciados a lo largo del borde de la imagen y van reduciéndose hacia el

centro de la escena. Aproximadamente un 22% de la imagen se pierde por el fallo en el sistema SLC. Sin embargo, los datos existentes poseen la misma calidad que antes del fallo y, la zona de la imagen donde se localiza el estuario del Guadalquivir se encuentra prácticamente sin datos nulos. (Chander *et al.*, 2009).

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) ofrece de forma gratuita y libre las imágenes a la comunidad investigadora mundial, desde la dirección web: <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

El proceso de tratamiento de las imágenes Landsat es generalmente común para la mayoría de las aplicaciones. Este proceso se resume en las etapas descritas a continuación.

### F.1. Calibración radiométrica

La calibración radiométrica es un requisito previo para la creación de información científica de alta calidad y, en consecuencia, para la detección y cuantificación de cambios globales en la Tierra de forma precisa.

La calibración radiométrica convierte los números digitales brutos almacenados por el sensor ( $Q_b$ ) a números digitales calibrados ( $Q_{cal}$ ). Los valores brutos del pixel ( $Q_b$ ) se convierten a unidades de radiancia absoluta, cuyos valores son escalados a números de 8-bit (ETM+,  $Q_{calmin} = 1$ ,  $Q_{calmax} = 255$ ), que representan  $Q_{cal}$ . La conversión de  $Q_{cal}$  a radiancia medida por el sensor ( $L_\lambda$ ) requiere el conocimiento de los límites superior e inferior de los factores de cambio de escala originales. La radiancia es ya una magnitud física, con unidades ( $W/m^2 sr \mu m$ ). La conversión se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$L_\lambda = \left( \frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) (Q_{cal} - Q_{calmin}) + LMIN_\lambda \quad (F.1)$$

o:

$$L_\lambda = G_{rescale} \times Q_{cal} + B_{rescale} \quad (F.2)$$

donde

$$G_{rescale} = \frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \quad (F.3)$$

$$B_{rescale} = LMIN_\lambda - \left( \frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) Q_{calmin} \quad (F.4)$$

Donde:

$L_\lambda$  = radiancia que llega al sensor ( $W/m^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ )

$Q_{\text{cal}}$  = valor del píxel calibrado [DN]

$Q_{\text{calmin}}$  = valor mínimo del píxel calibrado correspondiente a  $L_{\text{MIN}\lambda}$  [DN]

$Q_{\text{calmax}}$  = valor máximo del píxel calibrado correspondiente a  $L_{\text{MAX}\lambda}$  [DN]

$L_{\text{MIN}\lambda}$  = radiancia medida por el sensor que se escala a  $Q_{\text{calmin}}$  [ $W/(m^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ ]

$L_{\text{MAX}\lambda}$  = radiancia medida por el sensor que se escala a  $Q_{\text{calmax}}$  [ $W/(m^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ ]

$G_{\text{rescale}}$  = factor de ganancia, específico de cada banda [ $(W/(m^2 \text{ sr } \mu\text{m}))/\text{DN}$ ]

$B_{\text{rescale}}$  = factor de sesgo, específico de cada banda [ $W/(m^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ ]

Los coeficientes  $G_{\text{rescale}}$  y  $B_{\text{rescale}}$  utilizados para la calibración de las imágenes Landsat-7 son los publicados por Chander *et al.* (2009), y mostrados en la tabla D.2. Hay dos tipos distintos de coeficientes, que se denominan ‘Low gain’ y ‘High gain’. El uso de un tipo u otro viene indicado en los metadatos de cada imagen.

Tabla F.2. Coeficientes de calibración de Landsat-7 (Chander et al., 2009)

Landsat-7 ETM+				
Banda	Low		High	
	$G_{\text{rescale}}$	$B_{\text{rescale}}$	$G_{\text{rescale}}$	$B_{\text{rescale}}$
1	0.778740	-6.98	1.180709	-7.38
2	0.798819	-7.20	1.209843	-7.61
3	0.621654	-5.62	0.942520	-5.94
4	0.639764	-5.74	0.969291	-6.07
5	0.126220	-1.13	0.191220	-1.19
7	0.043898	-0.39	0.066496	-0.42

## F.2. Conversión de radiancia a reflectancia en la exosfera

Cuando comparamos imágenes de diferentes sensores, hay tres ventajas al usar la reflectancia en la exosfera o parte alta de la atmósfera en lugar de radiancia medida por el sensor. En primer lugar, se elimina el efecto del coseno de diferentes ángulos del zenit solar debido a la diferencia temporal entre adquisiciones de los datos.

En segundo lugar, la reflectancia en la exosfera compensa diferentes valores de la irradiancia solar exoatmosférica derivados de diferencias de las bandas espectrales. En tercer lugar, esta reflectancia corrige la variación de la distancia Tierra-Sol entre adquisiciones de datos de diferentes fechas, que pueden ser significativas geográfica y temporalmente.

La reflectancia en la exosfera de la Tierra se calcula según la ecuación:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos\theta_o} \quad (F.5)$$

donde:

$\rho_{\lambda}$  = reflectancia en la exosfera o parte alta de la atmósfera

$L_{\lambda}$  = radiancia medida por el sensor [ $W/(m^2 \text{ sr } \mu m)$ ]

$d$  = distancia Tierra-Sol (unidades astronómicas)

$ESUN_{\lambda}$  = irradiancia solar media exoatmosférica [ $W/(m^2 \mu m)$ ]

$\theta_o$  = ángulo del zenit solar (grados)

Los valores de  $ESUN_{\lambda}$  para el sensor ETM+ usando el espectro solar de Thuillier se recogen en Chander *et al.* (2009).

### F.3. Corrección atmosférica

El vapor de agua y los aerosoles presentes en la atmósfera absorben y dispersan parte de la radiación solar. Por tanto, la radiación que llega al sensor será la suma de la radiancia aportada por la dispersión de la atmósfera y la radiancia reflejada por la superficie terrestre, estando esta última atenuada por el factor de transmisividad de la atmósfera. En la figura E.1 se muestran los flujos de radiación que son considerados en el modelo de corrección atmosférica utilizado en el capítulo 4 (Díaz *et al.*, 2007).

Para obtener la reflectividad real en tierra libre de efectos atmosféricos ( $\rho_g$ ), a partir de la radiancia medida por el sensor, se ha utilizado el código de corrección FLAASH (Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercube) de Adler-Golden *et al.* (1998). Este código se basa en el modelo de transferencia de radiación MODTRAN4 (Berk *et al.*, 1989). Se basa en la siguiente relación entre la fuente de radiación, la atmósfera, la superficie terrestre y la radiación medida por el sensor:

$$L_{\lambda} = \frac{E_0}{p \left( \rho_a + \frac{\rho_g \tau_d \tau_a}{1 - \rho_{ad} \rho_g} \right)} \quad (F.6)$$

Donde  $L_{\lambda}$  es la radiancia que llega al sensor,  $E_0$  es la radiación solar en el techo de la atmósfera,  $\rho_a$  es la reflectividad de la atmósfera,  $\tau_d$  es la transmisividad atmosférica para el flujo descendente,  $\tau_a$  es la transmisividad atmosférica para el flujo ascendente,  $\rho_g$  es la reflectividad real de la superficie, y  $\rho_{ad}$  es la reflectividad de la atmósfera para el flujo descendente (Díaz *et al.*, 2007).

Las concentraciones mensuales de aerosoles y en el contenido de vapor de agua atmosférico en cada fecha se ha generado con el modelo 6S (Vermote *et al.*, 1997).

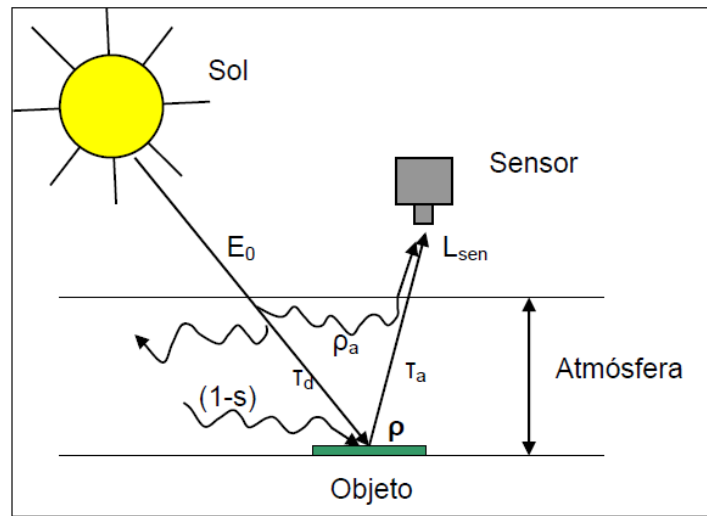


Figura F.1. Efecto de la atmósfera en la radiación que mide el sensor.



## REFERENCIAS

- Adler-Golden, S., Berk, A., Bernstein, L. S., Richtsmeier, S., Acharya, P. K., Matthew, M. W., Anderson, G. P., Allred, C. L., Jeong, L. S., & Chetwynd, J. H. (1998, December). FLAASH, A MODTRAN4 atmospheric correction package for hyperspectral data retrievals and simulations. In R. O. Green (Ed.), *Summaries of the JPL 7<sup>th</sup> Airborne Earth Science Workshop*. Paper presented at the Proceedings of the 7<sup>th</sup> JPL Airborne Earth Science Workshop (pp. 9-14).
- Ambarwulan, W., Verhoef, W., Mannaerts, C. M., & Salama, M. S. (2012). Estimating total suspended matter concentration in tropical coastal waters of the Berau estuary, Indonesia. *International Journal of Remote Sensing*, 33(16), 4919-4936.
- Alcántara, E., Barbosa, C., Stech, J., Novo, E., & Shimabukuro, Y. (2009). Improving the spectral unmixing algorithm to map water turbidity distributions. *Environmental Modelling & Software*, 24(9), 1051-1061.
- ASTM. (2000). Standard test methods for moisture, ash, and organic matter of peat and other organic soils. Method D 2974-00. *American Society for Testing and Materials*. West Conshohocken, PA.
- Avnimelech, Y., Ritvo, G., Meijer, L. E., & Kochba, M. (2001). Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural engineering*, 25(1), 25-33.
- Baban, S. M. (1993). Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, UK, using Landsat imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 14(7), 1247-1267.
- Baban, S. M. (1997). Environmental monitoring of estuaries; estimating and mapping various environmental indicators in Breydon Water Estuary, UK, using Landsat TM imagery. *Estuarine, coastal and shelf science*, 44(5), 589-598.
- Baldock, T. E., Tomkins, M. R., Nielsen, P., & Hughes, M. G. (2004). Settling velocity of sediments at high concentrations. *Coastal engineering*, 51(1), 91-100.
- Batchelor, G. K., & Green, J. T. (1972). The hydrodynamic interaction of two small freely-moving spheres in a linear flow field. *Journal of Fluid Mechanics*, 56(02), 375-400.
- Berk, A., Bernstein, L. S., & Robertson, D. C. (1987). *MODTRAN: A moderate resolution model for LOW*. Final Report GL-TR-89-0122, Geophysics Laboratory, U.S. Air Force Systems Command, Hanscomb AFB, Massachusetts, USA.
- Blume, L. J., Schumacher, P. W., Schaffer, K. A., Cappo, K. A., & Papp, M. L. (1990). *Handbook of methods for acid-deposition studies. Laboratory analyses for soil chemistry* (No. PB-91-218016/XAB). Lockheed Engineering and Sciences Co., Inc., Las Vegas, NV (United States).
- Braga, C. Z. F., Vianna, M. L., & Kjerfve, B. (2003). Environmental characterization of a hypersaline coastal lagoon from Landsat-5 Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 24(16), 3219-3234.
- Bramato, S., Contreras, E., Polo, M. J., and Losada, M. A. (2010). An integrated database manager to forecast estuarine dynamics and water quality in the Guadalquivir river (Spain), *River Flow* 2010, 2, 1415-1420.
- Brewer, P. G., & Bradshaw, A. (1975). The effect of the non-ideal composition of sea water on salinity and density. *Journal of Marine Research*, 33, 157-175.
- Bricaud, A., Babin, M., Morel, A., & Claustre, H. (1995). Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and



- parameterization. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 100(C7), 13321-13332.
- Brownlie, W.R.. (1981). *Compilation of alluvial channel data: laboratory and field*. W.M. Keck laboratory of hydraulics and water resources. Division of Engineering and Applied Science, California Institute of Technology, Pasadena, USA.
- Budhiman, S., Salama, M. S., Vekerdy, Z., & Verhoef, W. (2012). Deriving optical properties of Mahakam Delta coastal waters, Indonesia using in situ measurements and ocean color model inversion. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, 157-169.
- Buffington, J. M. (1999). The legend of A. F. Shields. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(4), 376-387.
- Bustamante, J., Díaz-Delgado, R., & Aragonés, D. (2005). Determinación de las características de masas de aguas someras en las marismas de Doñana mediante teledetección. *Revista de Teledetección*, 24, 107-111.
- Caballero, I., Morris, E. P., & Navarro, G. (2012). DEIMOS-1 satellite provides imagery for coastal management: High spatial resolution satellite measures river plume dynamics, wetland flood levels and intertidal vegetation changes in Spain. *Sea Technology*, 53, 10-13.
- Caballero, I., Morris, E.P., Ruiz, J. & Navarro, G., (2014). Assessment of suspended solids in the Guadalquivir estuary using new DEIMOS-1 medium spatial resolution imagery. *Remote Sensing of Environment*, 146, 148-158.
- Cambardella, C. A., Gajda, A. M., Doran, J. W., Wienhold, B. J., & Kettler, T. A. (2001). Estimation of particulate and total organic matter by weight loss-on-ignition. In R. Lal, J. M. Kimble, R. F. Follet & B. A. Stewart (Eds.), *Assessment methods for soil carbon* (pp. 349-359). Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Carder, K. L., Cattrall, C., & Chen, F. R. (1999). MODIS Clear Water Epsilons Algorithm Theoretical Basis Document ATBD 21.
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z. P., Hawes, S. K., & Kamykowski, D. (1999). Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 104(C3), 5403-5421.
- Carpintero, M., Contreras, E., Millares, A., & Polo, M. J. (2013). Estimation of turbidity along the Guadalquivir estuary using Landsat TM and ETM+ images. In C. Neale, & A. Maltese (Eds.), *SPIE Proceedings: Vol. 8887. Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology* (PÁGINAS). Dresden, Germany.
- Chander, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113(5), 893-903.
- Chang, K. W., Shen, Y., & Chen, P. C. (2004). Predicting algal bloom in the Techi reservoir using Landsat TM data. *International Journal of Remote Sensing*, 25(17), 3411-3422.
- Chanson, H. (2004). *Hydraulics of open channel flow*. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann.
- Chen, S., Fang, L., Zhang, L., & Huang, W. (2009). Remote sensing of turbidity in seawater intrusion reaches of Pearl River Estuary—A case study in Modaomen water way, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82(1), 119-127.
- Chen, Z., Hu, C., & Muller-Karger, F. (2007). Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. *Remote sensing of Environment*, 109(2), 207-220.
- ChloroGIN. Available URL: <http://www.chlorogin.org> (last access: June 2014).

- Chomko, R. M., Gordon, H. R., Maritorena, S., & Siegel, D. A. (2003). Simultaneous retrieval of oceanic and atmospheric parameters for ocean color imagery by spectral optimization: a validation. *Remote Sensing of Environment*, 84(2), 208-220.
- Choubey, V. K. (1992). Correlation of turbidity with Indian Remote Sensing Satellite-1A data. *Hydrological Sciences Journal*, 37(2), 129-140.
- Cohen, W. B., & Goward, S. N. (2004). Landsat's role in ecological applications of remote sensing. *Bioscience*, 54(6), 535-545.
- Conserjería de Medio ambiente. Junta de Andalucía (2010). Mapa de usos y coberturas vegetales del suelo (MUCVA) 1956-1999-2003-2007.
- Contreras, E. (2012). *Influencia de los aportes fluviales en la calidad del agua del estuario del Guadalquivir, España*. Unpublished PhD thesis, University of Córdoba, Córdoba, Spain.
- Contreras, E., & Polo, M. J. (2012). Measurement frequency and sampling spatial domains required to characterize turbidity and salinity events in the Guadalquivir estuary (Spain). *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(8), 2581-2589.
- Costas, E., Gonzalez, R., Lopez-Rodas, V. & Huertas, I. (2013). Mutation of microalgae from antifouling sensitivity to antifouling resistance allows phytoplankton dispersal through ships' biofouling. *Biological Invasions*, doi: 10.1007/s10530-012-0405-8.
- Cox, C., & Munk, W. (1956). Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Scripps Institution of Oceanography*, 6, 401-488.
- Danbara, T. (2014). Deriving water quality indicators of lake Tana, Ethiopia, from Landsat-8. Unpublished PhD thesis, University of Twente. Netherlands.
- Dancey, C. L., Diplas, P., Papanicolaou, A., & Bala, M. (2002). Probability of individual grain movement and threshold condition. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(12), 1069-1075.
- Dekker, A.G., S.W.M. Peters, M. Rijkeboer, & H. Berghuis. (1998). Analytical processing of multitemporal SPOT and Landsat images for estuarine management in Kalimantan Indonesia. In: Nieuwenhuis, G.J.A., R.A. Vaughan, and M. Molenaar (Eds.). 1999. *Operational Remote Sensing for Sustainable Development*. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, The Netherlands; pp.315-323.
- Devlin, M. J., Barry, J., Mills, D. K., Gowen, R. J., Foden, J., Sivyer, D., & Tett, P. (2008). Relationships between suspended particulate material, light attenuation and Secchi depth in UK marine waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79(3), 429-439.
- Dey, S. (2003). Threshold of sediment motion on combined transverse and longitudinal sloping beds. *Journal of Hydraulic Research*, 41(4), 405-415.
- Díaz-Delgado, R., Bustamante, J., Aragonés, D., & Pacios, F. (2006, July). Determining water body characteristics of Doñana shallow marshes through remote sensing. In *Proceedings of the 2006 IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium & 27th Canadian Symposium on Remote Sensing (IGARSS2006)* (pp. 3662-3664).
- Díaz, A., Polo, M. J., & González, M. P. (2007). Series temporales de vegetación para un modelo hidrológico distribuido. *Monografías 2007*. Grupo de Hidrología Agrícola, Universidad de Córdoba. ISBN:978-84-691-2212-9.
- Díez-Minguito, M., Bramato, S., Contreras, E., Polo, M. J., & Losada, M. A. (2011). Distribución espacial de salinidad y turbidez en estuario del Guadalquivir. *XI Jornadas Españolas de Costas y Puertos, Las Palmas de Gran Canaria, Spain*.

- Díez-Minguito, M., Contreras, E., Polo, M.J., & Losada, M.A. (2012). Spatio-temporal distribution, cross-sectional fluxes, and post-riverflood recovery of salinity in the Guadalquivir estuary (SW Spain). *Submitted to the Journal of Geophysical Research*.
- Díez-Minguito M., Baquerizo A, de Swart H.E., Losada M.A. (2014). Structure of the turbidity field in the Guadalquivir estuary: Analysis of observations and a box model approach. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 119, 7190-7204, doi:10.1002/2014JC010210
- Doerffer, R., & Schiller, H. (2007). The MERIS Case 2 water algorithm. *International Journal of Remote Sensing*, 28(3-4), 517-535.
- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., & Babin, M. (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81(3), 321-332.
- Droppo, I. G. (2001). Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological processes*, 15(9), 1551-1564.
- Droppo, I. G., Leppard, G. G., Flannigan, D. T., & Liss, S. N. (1997). The freshwater floc: a functional relationship of water and organic and inorganic floc constituents affecting suspended sediment properties. *Water, Air, and Soil Pollution*, 99(1-4), 43-54.
- Eisma, D. (1993). *Suspended Matter in the Aquatic Environment*. Berlin, Germany: Springer.
- Eisma, D., Bernard, P., Cadee, G. C., Ittekkot, V., Kalf, J., Laane, R., Martin, J. M., Mook, W. G., Put, A. V., & Schuhmacher, T. (1991). Suspended-matter particle size in some West-European estuaries; Part I: Particle-size distribution. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28(3), 193-214.
- Ekercin, S. (2007). Water quality retrievals from high resolution IKONOS multispectral imagery: A case study in Istanbul, Turkey. *Water, Air, and Soil Pollution*, 183(1-4), 239-251.
- Fabuss, B. M., Korosi, A., & Othmer, D. F. (1969). Viscosities of aqueous solutions of several electrolytes present in sea water. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 14(2), 192-197.
- Felix, M., Peakall, J., & McCaffrey, W.D., (2006), Relative importance of processes that govern the generation of particulate hyperpycnal flows: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 382–387.
- Feistel, R. (1993). Equilibrium thermodynamics of seawater revisited. *Progress in Oceanography*, 31(2), 101-179.
- Feistel, R. (2003). A new extended Gibbs thermodynamic potential of seawater. *Progress in Oceanography*, 58(1), 43-114.
- Feistel, R., & Hagen, E. (1995). On the GIBBS thermodynamic potential of seawater. *Progress in Oceanography*, 36(4), 249-327.
- Feistel, R., Wright, D. G., Miyagawa, K., Harvey, A. H., Hruby, J., Jackett, D. R., McDougall, T., J., & Wagner, W. (2008). Mutually consistent thermodynamic potentials for fluid water, ice and seawater: a new standard for oceanography. *Ocean Science*, 4(4), 275-291.
- Forget, P., & Ouillon, S. (1998). Surface suspended matter off the Rhone river mouth from visible satellite imagery. *Oceanologica Acta*, 21(6), 739-749.
- Fraunhofer, J. (1817). Bestimmung des Brechungs und Farbzberstreuungsvermögens verschiedener Glasarten. *Gilberts Annalen der Physik*, 56, 193-226.

- Gao, X., Yang, Y., & Wang, C. (2012). Geochemistry of organic carbon and nitrogen in surface sediments of coastal Bohai Bay inferred from their ratios and stable isotopic signatures. *Marine pollution bulletin*, 64(6), 1148-1155.
- Gee, G.W., & Bauder, J. W. (1986). Particle-size analysis. In A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods* (pp. 383-411). Madison, WI: Agronomy Monograph No. 9 (2<sup>nd</sup> edition). American Society of Agronomy/Soil Science Society of America.
- Geyer, W. R., Signell, R. P., & Kineke, G. C. (1998). Lateral trapping of sediment in a partially mixed estuary. *Physics of Estuaries and Coastal Seas*, 115-124.
- Gibbs, R. J. (1977). Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers. *Geological Society of America Bulletin*, 88(6), 829-843.
- Goody, R. (1964). *Atmospheric Radiation 1: Theoretical Basis*. London, England: Oxford University Press.
- Gordon, H. R. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14), 17081-17106.
- Gordon, H. R., Brown, J. W., & Evans, R. H. (1988). Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 coastal zone color scanner. *Applied Optics*, 27(5), 862-871.
- Gordon, H. R., Brown, O. B., Evans, R. H., Brown, J. W., Smith, R. C., Baker, K. S., & Clark, D. K. (1988). A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 93(D9), 10909-10924.
- Gordon, H. R., & Castaño, D. J. (1987). Coastal Zone Color Scanner atmospheric correction algorithm: multiple scattering effects. *Applied Optics*, 26(11), 2111-2122.
- Gordon, H. R., Chomko, R. M., & Moulin, C. (2000, October), *Advanced Atmospheric correction algorithms*. Paper presented at the 15<sup>th</sup> Ocean Optics, MuseeOceanographique, Monaco.
- Gordon, H. R., & Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied optics*, 33(3), 443-452.
- Gould Jr, R. W., R. A. Arnone, and P. M. Martinolich. (1999). Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and case 2 waters. *Applied Optics* 38:2377–2383.
- Guo, J. (1990). *Basic laws of sediment transport*. Technical report, Shanxi Provincial Natural Science Foundation, Taiyuan, Shanxi Province, China.
- Guo, J. (1997). The Albert Shields Story Discussion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121, 766-772.
- Gutiérrez, F. J., Navarro, G., & Ruiz, J. (2009). Real time telemetry of hydrodynamic and hydrological variables: A high resolution network along the Guadalquivir River estuary. *Sea technology*, 50, 47-51.
- Güttler, F. N., Niculescu, S., & Gohin, F. (2013). Turbidity retrieval and monitoring of Danube Delta waters using multi-sensor optical remote sensing data: An integrated view from the delta plain lakes to the western–northwestern Black Sea coastal zone. *Remote Sensing of Environment*, 132, 86-101.
- Hadjimitsis, D. G., Hadjimitsis, M. G., Clayton, C., & Clarke, B. A. (2006). Determination of turbidity in Kourris Dam in Cyprus utilizing Landsat TM remotely sensed data. *Water Resources Management*, 20(3), 449-465.
- Hansen, J. E., & Travis, L. D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, 16(4), 527-610.

- Hardisty, J. (2007). *Estuaries: monitoring and modeling the physical system*. Oxford, England: Blackwell Publishing.
- Healey, S. P., Cohen, W. B., Zhiqiang, Y., & Krankina, O. N. (2005). Comparison of Tasseled Cap-based Landsat data structures for use in forest disturbance detection. *Remote Sensing of Environment*, 97(3), 301-310.
- Hellweger, F. L., Schlosser, P., Lall, U., & Weisell, J. K. (2004). Use of satellite imagery for water quality studies in New York Harbor. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(3), 437-448.
- Horsburgh, J. S., Jones, A. S., Stevens, D. K., Tarboton, D. G., & Mesner, N. O. (2010). A sensor network for high frequency estimation of water quality constituent fluxes using surrogates. *Environmental Modelling & Software*, 25(9), 1031-1044.
- Hu, C., Carder, K. L., & Muller-Karger, F. E. (2000). Atmospheric correction of SeaWiFS imagery over turbid coastal waters: a practical method. *Remote Sensing of Environment*, 74(2), 195-206.
- Huertas, E., Navarro, G., Ruiz, J., Costas, E., Gonzalez, R., Mateos, A., Navarro, M., & Rouco, M. (2010). Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir. Ciclos biogeoquímicos del estuario: impacto sobre la Biot, la Biodiversidad y la Toxicidad. Technical report, Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía (ICMAN).
- IFAPA (Andalusian Institute for Research and Training in Agriculture, Fisheries, Foods and Organic Production). Agroclimatic Stations. Ministry of Agriculture, Fisheries and Conservation Environment. Junta de Andalucía (Sevilla, Spain). Available URL: <http://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/ria/> (last access: September 2013).
- IOC, SCOR and IAPSO (2010). *The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties*. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO.
- Isdale, J. D., Spence, C. M., & Tudhope, J. S. (1972). Physical properties of sea water solutions: viscosity. *Desalination*, 10(4), 319-328.
- IUGG, 2011. Resolutions Adopted by the Council at the XXV IUGG General Assembly. Melbourne, Australia 26 June–7 July, 2011. International Association for the Properties of Water and Steam, release on the IAPWS formulation 2008 for the viscosity of ordinary water substance, 2008.
- Jackson, M. L. (1969). *Soil chemical analysis-advanced course* (2nd ed.). Madison, WI: Department of Soil Science, University of Wisconsin.
- Julien, P. Y. (1995). *Erosion and sedimentation*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Kaba, E., Philpot, W., & Steenhuis, T. (2014). Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: Lake Tana, Ethiopia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 26, 286-297.
- Kabbara, N., Benkhelil, J., Awad, M., & Barale, V. (2008). Monitoring water quality in the coastal area of Tripoli (Lebanon) using high-resolution satellite data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 63(5), 488-495.
- Khorram, S., & Cheshire, H. M. (1985). Remote sensing of water quality in the Neuse River Estuary, North Carolina. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 51(3), 329-341.
- Kondolf, G. M. (2011). Setting Goals in River Restoration: When and Where Can the River “Heal Itself?”. In A. Simon, S. J. Bennett & J. M. Castro (Eds.), *Stream Restoration in*

- Dynamic Fluvial Systems* (pp. 29-43). Washington DC, USA: American Geophysical Union.
- Konen, M. E., Jacobs, P. M., Burras, C. L., Talaga, B. J., & Mason, J. A. (2002). Equations for predicting soil organic carbon using loss-on-ignition for north central US soils. *Soil Science Society of America Journal*, 66(6), 1878-1881.
- Koponen, S., Pulliainen, J., Kallio, K., & Hallikainen, M. (2002). Lake water quality classification with airborne hyperspectral spectrometer and simulated MERIS data. *Remote Sensing of Environment*, 79(1), 51-59.
- Kloiber, S. M., Brezonik, P. L., Olmanson, L. G., & Bauer, M. E. (2002). A procedure for regional lake water clarity assessment using Landsat multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 82(1), 38-47.
- Kirchman, D., & Mitchell, R. (1982). Contribution of particle-bound bacteria to total microheterotrophic activity in five ponds and two marshes. *Applied and Environmental Microbiology*, 43(1), 200-209.
- Kirk, J. T. O. (1984). Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude. *Limnology and Oceanography*, 29(2), 350-356.
- Kuchinke, C. P., Gordon, H. R., Harding, L. W., & Voss, K. J. (2009). Spectral optimization for constituent retrieval in Case 2 waters II: Validation study in the Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, 113(3), 610-621.
- Lambrix, J. M. (2003, November). Linear regression prediction models for turbidity in Kentucky Lake utilizing Landsat 7 ETM+ and KLMP in situ data. *Geological Society of America Abstracts 549 with Programs*, 35(6), 168.
- Lathrop, R. G. (1986). Use of Thematic Mapper data to assess water quality in Green Bay and central Lake Michigan. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52, 671-680.
- Lee, Z., Carder, K. L., & Arnone R. A. (2002). Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics*, 41(27), 5755-5772.
- Lewis, E. L., & Perkin, R. G. (1981). The Practical Salinity Scale 1978: conversion of existing data. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(4), 307-328.
- Liversedge, L. K. (2007). *Turbidity mapping and prediction in ice marginal lakes at the Bering Glacier system, Alaska*. Unpublished MS thesis, University of Michigan, United States.
- López González, N., Morales González, J. A., Borrego Flores, J., & Carro Flores, B. (2006). Variación estacional de las características texturales en los sedimentos intermareales del estuario de los ríos Tinto y Odiel (SO España). *Geogaceta*, 40, 291-294.
- Lucas, L. V., Cloern, J. E., Koseff, J. R., Monismith, S. G., & Thompson, J. K. (1998). Does the Sverdrup critical depth model explain bloom dynamics in estuaries?. *Journal of Marine Research*, 56(2), 375-415.
- Ma, R., & Dai, J. (2005). Investigation of chlorophyll-a and total suspended matter concentrations using Landsat ETM and field spectral measurement in Taihu Lake, China. *International Journal of Remote Sensing*, 26(13), 2779-2795.
- Macías, D., Navarro, G., Bartual, A., Echevarria, F. & Huertas I. (2009) Primary production in the Strait of Gibraltar: carbon fixation rates in relation to hydrodynamic and phytoplankton dynamics. *Estuarine Coastal and Shelf Sciences*, 83, 197-210.
- Macías, D., Navarro, G., Echevarría, F., García, C. M., & Cuerto, J. L. (2007). Phytoplankton distribution in the north-western Alborán Sea and meteorological forcing: A remote sensing study. *Journal Marine Research*, 65(4), 523-543.

- Malkmus, W. (1967). Random lorentz band model with exponential-tailed s-1 line-intensity distribution function. *Journal of Optical Society of America*, 57(3), 323-329.
- Manning, A.J., Langston, W.J., & Jonas, P.J.C., (2010). A review of sediment dynamics in the Seven Estuary: influence of flocculation. *Mar Pollut Bull* 61(1-3):37-51
- Mantas, V. M., Pereira, A. J. S. C., Neto, J., Patricio, J., & Marques, J. C. (2013). Monitoring estuarine water quality using satellite imagery. The Mondego river estuary (Portugal) as a case study. *Ocean & Coastal Management*, 72, 13-21.
- Mao, Z., Chen, J., Hao, Z., Pan, D., Tao, B., & Zhu, Q. (2013). A new approach to estimate the aerosol scattering ratios for the atmospheric correction of satellite remote sensing data in coastal regions. *Remote Sensing of Environment*, 132, 186-194.
- Maritorena, S., Siegel, D. A., & Peterson, A. R. (2002). Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. *Applied Optics*, 41(15), 2705-2714.
- Masek, J. G., & Collatz, G. J. (2006). Estimating forest carbon fluxes in a disturbed southeastern landscape: Integration of remote sensing, forest inventory, and biogeochemical modeling. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* (2005–2012), 111(G1).
- Masek, J. G., Huang, C., Wolfe, R., Cohen, W., Hall, F., Kutler, J., & Nelson, P. (2008). North American forest disturbance mapped from a decadal Landsat record. *Remote Sensing of Environment*, 112(6), 2914-2926.
- McDougall, T. J., Garrett, C. J. R., & Barker, P. (2011). *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. SCOR/IAPSO WG127.*
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425-1432.
- Mertes, L. A., Smith, M. O., & Adams, J. B. (1993). Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images. *Remote Sensing of Environment*, 43(3), 281-301.
- Miedema, S. A. (2012). Constructing the Shields curve. Part A: Fundamentals of the sliding, rolling and lifting mechanisms for the entrainment of particles. *Journal of Dredging Engineering*, 12, 1-49.
- Miedema, S. A. (2012). Constructing the Shields curve. Part B: Sensitivity analysis, exposure and protrusion levels settling velocity, shear stress and friction velocity, erosion flux and laminar main flow. *Journal of Dredging Engineering*, 12, 50-92.
- Millero, F. J. (1974). *The Sea, Ideas and Observations*, Vol. 5. New York, USA: John Wiley.
- Millero, F. J., Gonzalez, A., & Ward, G. (1976). The density of seawater solutions at one atmosphere as a function of temperature and salinity, *Journal of Marine Research*, 34, 61–93.
- Millero, F. J., & Kremling, K. (1976). The densities of Baltic Sea waters. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(12), 1129-1138.
- Millero, F. J., & Poisson, A. (1981). International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(6), 625-629.
- Mobley, C. (1994). *Light and Water Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego, USA: Academic Press.
- Monismith, S. G., Burau, J. R., & Stacey, M. (1996). Stratification dynamics and gravitational circulation in northern San Francisco Bay. In J. T. Hollibaugh (Ed.), *San Francisco Bay: The Ecosystem* (pp. 123-153). San Francisco, CA: Pacific Division, AAAS.

- Morel, A. (1991). Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications. *Progress in Oceanography*, 26(3), 263-306.
- Moreno-Madrinan, M. J., Al-Hamdan, M. Z., Rickman, D. L., & Muller-Karger, F. E. (2010). Using the surface reflectance MODIS Terra product to estimate turbidity in Tampa Bay, Florida. *Remote Sensing*, 2(12), 2713-2728.
- Murray, J. W. (1992). The Oceans. In S. S. Butcher, R. J. Charlson, G. H. Orians & G. U. Wolfe (Eds.), *Global Biogeochemical Cycles*, (pp. 175-211). London, UK: Academic Press Limited.
- NASA, 2013. Landsat 7 and ETM+ Characteristics. Available URL: <http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/> (last access: September 2013).
- Navarro, G., Gutiérrez, F. J., Díez-Minguito, M., Losada, M. A., & Ruiz, J. (2011). Temporal and spatial variability in the Guadalquivir estuary: a challenge for real-time telemetry. *Ocean Dynamics*, 61(6), 753-765.
- Navarro, G., Prieto, L., Huertas, I. E., Ruiz, J., & Gomez-Enri, J. (2007, July). Seasonal and interannual patterns of chlorophyll bloom timing in the Gulf of Cádiz. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007.IGARSS 2007. IEEE International* (pp. 50-53). IEEE.
- Navarro, G., & Ruiz, J. (2006). Spatial and temporal variability of phytoplankton in the Gulf of Cádiz through remote sensing images. *Deep Sea Research Part II: topical studies in oceanography*, 53(11), 1241-1260.
- Neckel, H. (1981). Improved data of solar spectral irradiance from 0.33 to 1.25  $\mu$ . *Solar Physics*, 74(1), 231-249.
- Nelson, D. W., & Sommers, L. (1982). Total carbon, organic carbon, and organic matter. In A. L. Page, R. H. Miller & D. R. Keeney (Eds.), *Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties* (pp. 539-579). Madison, United States: American Society of Agronomy.
- Neukermans, G., Ruddick, K., Bernard, E., Ramon, D., Nechad, B., & Deschamps, P. Y. (2009). Mapping total suspended matter from geostationary satellites: a feasibility study with SEVIRI in the Southern North Sea. *Optics Express*, 17(16), 14029-14052.
- Ondrusek, M., Stengel, E., Kinkade, C. S., Vogel, R. L., Keegstra, P., Hunter, C., & Kim, C. (2012). The development of a new optical total suspended matter algorithm for the Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, 119, 243-254.
- Östlund, C., Flink, P., Strömbeck, N., Pierson, D., & Lindell, T. (2001). Mapping of the water quality of Lake Erken, Sweden, from imaging spectrometry and Landsat Thematic Mapper. *Science of the Total Environment*, 268(1), 139-154.
- Palmer, K. F., & Williams, D. (1974). Optical properties of water in the near infrared. *Journal of Optical Society of America*, 64(8), 1107-1110.
- Papanicolaou, A. N., Diplas, P., Evaggelopoulos, N., & Fotopoulos, S. (2002). Stochastic incipient motion criterion for spheres under various bed packing conditions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(4), 369-380.
- Park, K. (1966). Columbia River plume identification by specific alkalinity. *Limnology and Oceanography*, 11(1), 118-120.
- Partheniades, E. (2009). *Cohesive Sediments in Open Channels: Properties, Transport, and Applications*. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann.
- Pavlik, M. (2009). *The dependence of suspension viscosity on particle size, shear rate, and solvent viscosity*. Chicago, Illinois: DePaul University



- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J. M., & Sagarminaga, Y. (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research*, 30(5), 379-392.
- Phillips, J. M., & Walling, D. E. (1995). An assessment of the effects of sample collection, storage and resuspension on the representativeness of measurements of the effective particle size distribution of fluvial suspended sediment. *Water Research*, 29(11), 2498-2508.
- Poisson, A., Lebel, J., & Brunet, C. (1980). Influence of local variations in the ionic ratios on the density of seawater in the St. Lawrence area. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27(10), 763-781.
- Preisendorfer, R. W. (1976). *Hydrologic Optics*. Honolulu: US Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Preston, K.R., March, P.R., & Tipples, K.H., (1982). An assessment of the SDS sedimentation test for the predictions of Canadian wheat bread quality. *Canadian Journal Plant Science* 62, 545-553.
- Prieto, L., Navarro, G., Rodríguez-Gálvez, S., Huertas, I. E., Naranjo, J. M., & Ruiz, J. (2009). Oceanographic and meteorological forcing of the pelagic ecosystem on the Gulf of Cadiz shelf (SW Iberian Peninsula). *Continental Shelf Research*, 29(17), 2122-2137.
- Pritchard, D. W. (1952). Estuarine hydrography. *Advances in Geophysics*, 1, 243-280.
- Qian N., Wang K., Yan L., & Fu R., (1980). Source of coarse sediment in the middle Yellow River Basin and its effect on aggradation downstream, Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation, Guanghua Press
- Qin, Y., & Li, F. (1982). Study on the suspended matter of the sea water in the Bohai Gulf. *Acta Oceanologica Sinica*, 4, 191-199.
- Rajganapathi, V. C., Jitheshkumar, N., Sundararajan, M., Bhat, K. H., & Velusamy, S. (2013). Grain size analysis and characterization of sedimentary environment along Thiruchendur coast, Tamilnadu, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(12), 4717-4728.
- Richardson, J. T. (1954). Sedimentation and fluidisation: Part I. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, 32, 35-53.
- Roman, M. R., Holliday, D. V., & Sanford, L. P. (2001). Temporal and spatial patterns of zooplankton in the Chesapeake Bay turbidity maximum. *Marine Ecology Progress Series*, 213, 215-227.
- Ruddick, K. G., Ovidio, F., & Rijkeboer, M. (2000). Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics*, 39(6), 897-912.
- Ruiz, J., Losada, M. A., Polo, M. J., & García, J. (2010). *Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir*. Informe técnico. Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía, Centro Superior de Investigaciones Científicas; Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales, Centro Andaluz de Medio Ambiente – Universidad de Granada; Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Universidad de Córdoba; Grupo Albiotox, Universidad Complutense.
- Ryan, P. A. (1991). Environmental effects of sediment on New Zealand streams: a review. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 25(2), 207-221.
- Safarov, J., Berndt S., Millero F., Feistel R., Heintz A. & Hassel E., (2012). (p,p,T) properties of seawater: Extension to high salinities, *Deep Sea Res. I* 65, 146-156, (2012).

- SAIH-Guadalquivir (Sistema Automático de Información Hidrológica de la Cuenca del Guadalquivir). Available URL: <http://www.chguadalquivir.es/saih/> (last access: June 2014).
- Salama, M. S., Monbaliu, J., & Coppin, P. (2004). Atmospheric correction of advanced very high resolution radiometer imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 25(7-8), 1349-1355.
- Salama, M. S., Radwan, M., & van der Velde, R. (2012). A hydro-optical model for deriving water quality variables from satellite images (HydroSat): A case study of the Nile River demonstrating the future Sentinel-2 capabilities. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 50, 224-232.
- Salama, M. S., & Shen, F. (2010). Simultaneous atmospheric correction and quantification of suspended particulate matters from orbital and geostationary earth observation sensors. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86(3), 499-511.
- Salama, M. S., & Su, Z. (2011). Resolving the subscale spatial variability of apparent and inherent optical properties in ocean color match-up sites. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(7), 2612-2622.
- Sang, D. (2011). Interflow dynamics and three-dimensional modeling of turbid density currents in Imha Reservoir, South Korea. *Colorado State University, Fort Collins*.
- Santos, M. L., Medeiros, C., Muniz, K., Feitosa, F. A., Schwamborn, R., & Macêdo, S. J. (2008). Influence of the Amazon and Pará Rivers on water composition and phytoplankton biomass on the adjacent shelf. *Journal of Coastal Research*, 585-593.
- Schulte, E. E., & Hopkins, B. G. (1996). Estimation of soil organic matter by weight loss-on-ignition. In F. R. Magdoff et al. (Eds.), *Soil organic matter: Analysis and Interpretation*, (pp. 21-31). Soil Science Society of America Spec. Publ. 46. SSSA, Madison, WI.
- Shen, F., Verhoef, W., Zhou, Y., Salama, M. S., & Liu, X. (2010). Satellite estimates of wide-range suspended sediment concentrations in Changjiang (Yangtze) estuary using MERIS data. *Estuaries and Coasts*, 33(6), 1420-1429.
- Shields, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitt. der Preuss. Versuchsanst. für Wasserbau und Schiffbau*, (26).
- Siegel, D. A., Wang, M., Maritorena, S., & Robinson, W. (2000). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption. *Applied Optics*, 39(21), 3582-3591.
- Sleath, J. F. A. (1999). Conditions for plug formation in oscillatory flow. *Continental Shelf Research*, 19(13), 1643-1664.
- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*. London, UK: Thomas Telford.
- Soulsby, R. L., & Whitehouse, R. J. S. W. (1997). Threshold of sediment motion in coastal environments. Paper presented at Pacific Coasts and Ports' 97 Conference. *University of Canterbury, Christchurch, New Zealand*.
- Sposito, G. (2008). *The chemistry of soils*. Oxford, UK: Oxford university press.
- Srinivas, R., & Sajan, K. (2010). Physico-chemical Characterization of Sediments of River Jhelum around Srinagar, Kashmir, India. *Indian Journal of Marine Sciences*, 39, 92-99.
- Tanré, D., Kaufman, Y. J., Holben, B. E. A., Chatenet, B., Karnieli, A., Lavenu, F., Blarel, L., Dubovik, O., Remer, L., & Smirnov, A. (2001). Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar

- spectrum. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 106(D16), 18205-18217.
- Tejedor, B., Álvarez, O., & Vidal, J. (2001). La dinámica de marea en el estuario del Guadalquivir: un caso peculiar de «resonancia antrópica». *Física de la Tierra*, (13), 11-24.
- The International Organization for Standardization (1990). *International Standard, ISO 7027. Water Quality: Determination of Turbidity* (2nd ed.). Geneva.
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J. M., Estournel, C., Naudin, J. J., & Bottero, J. Y. (2001). Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research*, 21(18), 2127-2140.
- USGS Earth Explorer. Available URL: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. (lastaccess January 2013).
- Vermote, E. F., Tanré, D., Deuze, J. L., Herman, M., & Morcette, J. J. (1997). Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35(3), 675-686.
- Verney R. (2008). Hydrodynamic and wave parameters calculated from pressure and velocity measurements. Available URL: <http://archimer.ifremer.fr/doc/00067/17826/>
- Viollier, M., Tanre, D., & Deschamps, P. Y. (1980). An algorithm for remote sensing of water color from space. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(3), 247-267.
- Volpe, V., Silvestri, S., & Marani, M. (2011). Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*, 115(1), 44-54.
- Wang, M. (1999). Atmospheric correction of ocean color sensors: computing atmospheric diffuse transmittance. *Applied Optics*, 38(3), 451-455.
- Walling, D. E., & Moorehead, P. W. (2004). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. *Hydrobiologia*, 176/177, 125-149.
- Walling, D. E., Owens, P. N., Waterfall, B. D., Leeks, G. J., & Wass, P. D. (2000). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *Science of the Total Environment*, 251, 205-222.
- Waters, T. F. (1995). Sediment in streams: sources, biological effects, and control. *American Fisheries Society Monograph*, Bethesda, MA.
- Whitehouse, R. J., Soulsby, R. L., Roberts, W., & Mitchener, H. (2000). *Dynamics of estuarine muds*. London, UK: Thomas Telford Ltd.
- Whittig, L. D., & Allardice, W. R. (1986). X-Ray Diffraction Techniques. In A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods* (pp. 331-360). Madison, WI: Agronomy Monograph No. 9 (2<sup>nd</sup> edition). American Society of Agronomy/Soil Science Society of America.
- Woodruff, D. L., Stumpf, R. P., Scope, J. A., & Paerl, H. W. (1999). Remote estimation of water clarity in optically complex estuarine waters. *Remote Sensing of Environment*, 68(1), 41-52.
- Wulder, M. A., White, J. C., Goward, S. N., Masek, J. G., Irons, J. R., Herold, M., Cohen, W. B., Loveland, T. R. & Woodcock, C. E. (2008). Landsat continuity: Issues and opportunities for land cover monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 955-969.
- Xu, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14), 3025-3033.

- Xu, J., Hood, R. R., & Chao, S. Y. (2005). A simple empirical optical model for simulating light attenuation variability in a partially mixed estuary. *Estuaries*, 28(4), 572-580.
- Yalin, M. S., & Karahan, E. (1979). Inception of sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division*, 105(11), 1433-1443.
- Zuazo, V. D., Pleguezuelo, C. R., Peinado, F. M., De Graaff, J., Martínez, J. F., & Flanagan, D. C. (2011). Environmental impact of introducing plant covers in the taluses of terraces: Implications for mitigating agricultural soil erosion and runoff. *Catena*, 84(1), 79-88.