



IH cantabria
INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



ASISTENCIA TÉCNICA A LA ELABORACIÓN DE UN ESTUDIO SOBRE LA ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO DE LA COSTA DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS

ACTIVIDAD 1: GENERACIÓN E INTEGRACIÓN DE BASES DE DATOS CLIMÁTICAS Y DE VULNERABILIDAD

La Actividad 1 "Generación e integración de bases de datos climáticas y de vulnerabilidad" recoge las Tareas 1.1, 1.2 y 1.3 que constan de la descripción de bases de datos históricas de alta resolución de dinámicas marinas (oleaje, nivel del mar y temperatura superficial del agua del mar) e hidro-meteorológicas (precipitación), la elaboración de un informe acerca de la evolución de la línea de costa en base a imágenes LANDSAT y un estudio de balance sedimentario en estuarios, respectivamente.

Este documento pertenece al proyecto "Asistencia técnica a la elaboración de un estudio sobre la adaptación al Cambio Climático de la Costa del Principado de Asturias", desarrollado por IHCantabria con el soporte técnico del Gobierno del Principado de Asturias y financiado por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.

Autores coordinadores del documento:

Iñigo J. Losada Rodríguez, Catedrático de la Universidad de Cantabria, Director de Investigación de IHCantabria.

Alexandra Toimil Silva, Investigadora de IHCantabria.

Pedro Díaz Simal, Profesor Titular de la Universidad de Cantabria, Investigador de IHCantabria.

Otros investigadores del Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria "IHCantabria" participantes en el proyecto:

Sheila Abad Herrero, Jose Antonio Álvarez Antolínez, Paula Camus Braña, Sonia Castanedo Bárcena, Camino Fernández de la Hoz, Felipe Fernández Pérez, Cristina Galván Arbeiza, Cristina Izaguirre Lasa, Melisa Menéndez García, Pelayo Menéndez Fernández, Mirian Jiménez Tobio, Fernando J. Méndez Incera, Paula Núñez Pérez, Luis Pedraz Polo, Araceli Puente Trueba, Elvira Ramos Manzanos y Víctor Velarde Gutiérrez.





ÍNDICE



INDICE

TAREA 1.1: BASES DE DATOS DE DINÁMICAS

| | |
|--|------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1.1 |
| 2. DINÁMICAS ATMOSFÉRICAS | 1.2 |
| 2.1. Reanálisis atmosférico NCEP/NCAR | 1.2 |
| 2.2. Reanálisis atmosférico CFSRR | 1.2 |
| 2.3. Reanálisis atmosférico del siglo XX (20CR)..... | 1.3 |
| 3. DINÁMICAS MARINAS | 1.4 |
| 3.1. Nivel del mar | 1.4 |
| 3.1.1. Nivel medio del mar | 1.4 |
| 3.1.2. Marea astronómica | 1.5 |
| 3.1.3. Marea meteorológica | 1.5 |
| 3.2. Oleaje | 1.6 |
| 3.3. Temperatura superficial del agua del mar | 1.7 |
| 4. DINÁMICAS HIDRO-METEOROLÓGICAS | 1.9 |
| 4.1. Precipitación | 1.9 |
| 5. CONCLUSIONES | 1.10 |
| 6. REFERENCIAS | 1.11 |

TAREA 1.2: EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA EN BASE A IMÁGENES LANDSAT

| | |
|--|------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 2.1 |
| 2. BASE DE DATOS LANDSAT | 2.2 |
| 2.1. Características orbitales | 2.2 |
| 2.2. Características hiperespectrales | 2.2 |
| 2.3. Gestión de los datos | 2.5 |
| 3. PREPROCESADO DE LAS IMÁGENES | 2.6 |
| 4. IDENTIFICACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA | 2.7 |
| 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES | 2.11 |
| 6. REFERENCIAS | 2.15 |

TAREA 1.3: BALANCE SEDIMENTARIO EN ESTUARIOS

| | |
|---|-----|
| 1. INTRODUCCIÓN | 3.1 |
| 1.1. Estado del conocimiento..... | 3.2 |
| 1.1.1. Modelos de equilibrio | 3.2 |
| 1.1.2. Modelos de procesos..... | 3.3 |
| 1.1.3. Requerimientos de los modelos | 3.4 |
| 1.1.4. Conclusiones del estado del conocimiento | 3.5 |
| 1.2. Descripción de la zona de estudio..... | 3.6 |

| | |
|---|------|
| 2. METODOLOGÍA..... | 3.9 |
| 2.1. Modelado de procesos..... | 3.10 |
| 2.1.1. Identificación de las dinámicas dominantes | 3.10 |
| 2.1.2. Técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica | 3.12 |
| 2.1.3. Modelo morfodinámico - Delft3D..... | 3.18 |
| 2.2. Modelos de equilibrio | 3.21 |
| 3. DATOS DE PARTIDA..... | 3.26 |
| 3.1. Batimetría..... | 3.26 |
| 3.2. Caracterización sedimentológica del fondo | 3.27 |
| 3.3. Dinámicas..... | 3.28 |
| 3.3.1. Marea astronómica | 3.28 |
| 3.3.2. Marea meteorológica..... | 3.29 |
| 3.3.4. Precipitación | 3.31 |
| 4. CAMPAÑA DE CAMPO | 3.32 |
| 4.1. Batimetría..... | 3.33 |
| 4.2. Corrientes..... | 3.34 |
| 4.3. Caudales | 3.35 |
| 5. APLICACIÓN DE MODELADO DE PROCESOS | 3.36 |
| 5.1. Identificación de las dinámicas dominantes..... | 3.37 |
| 5.2. Aplicación de las técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica | 3.49 |
| 5.3. Aplicación del modelo morfodinámico - Delft3D | 3.55 |
| 5.3.1. Valoración del funcionamiento del modelo hidrodinámico..... | 3.55 |
| 5.3.2. Configuración del modelo | 3.59 |
| 5.4. Efectos del cambio climático en el estuario | 3.64 |
| 6. CONCLUSIONES | 3.70 |
| 6.1. Requerimientos de los modelos de procesos..... | 3.70 |
| 6.2. Datos de partida disponibles..... | 3.70 |
| 6.3. Identificación de las dinámicas dominantes..... | 3.71 |
| 6.4. Valoración del funcionamiento del modelo hidrodinámico | 3.71 |
| 6.5. Aplicación del modelo de procesos – Delft3D..... | 3.72 |
| 6.6. Estudio de los efectos del cambio climático en el estuario de Villaviciosa | 3.73 |
| 7. REFERENCIAS | 3.75 |
| AI. MODELO NUMÉRICO DELFT3D..... | AI.1 |
| AI.1. Introducción | AI.1 |
| AI.2. Módulo hidrodinámico..... | AI.1 |
| AI.3. Módulo morfodinámico | AI.4 |
| AI.4. Módulo de oleaje | AI.7 |



TAREA 1.1:

BASES DE DATOS DE DINÁMICAS



1. INTRODUCCIÓN

El presente documento recoge la descripción de las bases de datos de información histórica de variables atmosféricas, marinas e hidro-meteorológicas recopiladas en la Tarea 1.1 de la Actividad 1: Generación e integración de bases de datos climáticas y de vulnerabilidad, que se utilizarán a lo largo del estudio.

La recopilación de bases de datos fiables es una tarea fundamental para llevar a cabo una buena evaluación del riesgo, que sirva como base al plan de adaptación. En la literatura científica se recogen numerosas aproximaciones del análisis del riesgo, siendo una de las más extendidas la de Schneiderbaner et al. (2004) que considera el riesgo como la probabilidad de sufrir consecuencias negativas en una zona expuesta debido a la acción de una amenaza. En este estudio las amenazas climáticas consideradas son el nivel del mar, oleaje, temperatura del agua, salinidad, viento, precipitación y caudales. Sin embargo, no son las amenazas en si las que producen impactos y consecuencias, sino los cambios que están experimentando, esto es el aumento del nivel del mar, los cambios en la intensidad y dirección del oleaje, aumento de la temperatura del agua del mar, cambios en la salinidad, cambios en la intensidad, frecuencia y dirección de las tormentas, cambios en los regímenes de precipitaciones y cambios en los caudales de ríos. Por ello, es necesario recopilar bases de datos históricas de estas variables que nos permitan analizar los cambios que han experimentado en los últimos años y los impactos que han generado en la costa.

En el Capítulo 2 se describen los modelos globales que permiten obtener las bases de datos de las variables atmosféricas viento y presión, en el Capítulo 3 las bases de datos de las variables marinas nivel del mar, oleaje y temperatura superficial del agua del mar. El Capítulo 3 se dedica a las bases de datos de la variable hidro-meteorológica precipitación. Para cada una de ellas se hace una descripción del origen, naturaleza de los datos y características espaciales y temporales de las bases de datos.

2. DINÁMICAS ATMOSFÉRICAS

Las variables atmosféricas viento y presión a nivel del mar son los principales forzadores de las dinámicas marinas e hidro-meteorológicas. Durante los últimos años, el número de observaciones medidas de estas variables se ha incrementado notablemente en el Atlántico Norte y Europa. Sin embargo, las medidas provenientes de instrumentos in-situ, pese a ser las más fiables, carecen de la resolución espacial necesaria para acometer estudios a escala global y regional. Desde los años 80, las medidas satelitales proporcionan buena cobertura espacial pero con medidas temporales discontinuas. Ante estos problemas la solución más apropiada son los datos procedentes de modelos globales atmosféricos, que proporcionan un conjunto de variables atmosféricas espacial y temporalmente consistentes para un largo período de tiempo.

En este estudio se han elegido tres reanálisis diferentes con los que trabajar, debido a las ventajas y desventajas que ofrecen cada uno de ellos.

2.1. Reanálisis atmosférico NCEP/NCAR

El reanálisis atmosférico global NCEP/NCAR es un producto llevado a cabo conjuntamente por el National Center for Environmental Prediction (NCEP) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR) que proporciona datos del estado de la atmósfera desde 1948 hasta la actualidad (Kalnay et al. 1996). Utiliza un modelo acoplado atmósfera-océano y la asimilación de datos de observaciones, proporcionando datos de la atmósfera cada 6 horas en una malla espacial de 2.5° de resolución (unos 250 km).

Esta base de datos ha sido utilizada en este estudio para la generación y propagación del oleaje, por lo que las variables utilizadas son viento y presión a nivel del mar. IHCantabria cuenta con un conjunto de reanálisis numéricos de oleaje en aguas profundas y someras generados a partir de diferentes reanálisis atmosféricos. Este reanálisis atmosférico proporciona un buen reanálisis de oleaje, con una cobertura temporal de más de 60 años, lo que lo hace especialmente apropiado para el estudio de tendencias históricas de largo plazo.

2.2. Reanálisis atmosférico CFSRR

Este reanálisis es un producto de tercera generación ejecutado con el modelo acoplado atmósfera-océano Climate Forecast System (CFS), que representa la interacción global entre los océanos, la tierra y la atmósfera. El acoplamiento atmósfera-océano se produce durante la generación 6 horaria de los campos de las variables e incluye un modelo de interacción mar-hielo y asimilación de datos satelitales de radiancia solar. Además incluye los últimos avances en asimilación y datos de observaciones de diversas fuentes.

El reanálisis atmosférico global CFSR proporciona, por lo tanto, las mejores estimaciones del estado de la atmósfera y el océano en el período 1979-2010 con una resolución de espacial de medio grado (en torno a 56 km) para la presión a nivel del mar y datos horarios (Saha et al. 2010).

La ventaja de estos datos es su gran calidad, pero en su contra presenta un corto período de tiempo en el que son estimados. Pese a esta desventaja, la pericia que presentan los datos nos ha llevado a utilizar este reanálisis a la hora de caracterizar la atmósfera mediante tipos de tiempo y su relación con las dinámicas marinas.

2.3. Reanálisis atmosférico del siglo XX (20CR)

Este reanálisis global se enmarca dentro del proyecto 20th Century Reanalysis Project cuyo objetivo era expandir la cobertura espacial de los modelos globales de reanálisis a todo el siglo XX mediante la asimilación de observaciones de situaciones sinópticas de presión superficial, datos mensuales de temperatura superficial del agua del mar y distribución del hielo polar. Las medidas de presión superficial y a nivel del mar son asimiladas cada 6 horas y proceden de cooperación internacional y grupos de trabajo del Global Climate Observing System y el World Climate Research Programme.

El reanálisis global 20CR es un reanálisis atmosférico con datos desde 1871 hasta 2012 con una resolución horizontal de alrededor de 200 km y 28 niveles en vertical. En este estudio, los datos utilizados provienen de la versión 2 del reanálisis (20CR v2) proporcionados por NOAA/OAR/ESRL PSD con campos de presión a nivel del mar con resolución temporal 6-horaria y resolución espacial de 2º.

La principal ventaja de esta base de datos es la cobertura temporal de los datos, lo que la convierte en un producto idóneo para el estudio del clima a largo plazo. Por esta razón se ha decidido utilizar estos datos para estudiar las tendencias del clima y las dinámicas marinas en el siglo XX.

3. DINÁMICAS MARINAS

En este capítulo se describen las bases de datos recopiladas de las dinámicas marinas.

3.1. Nivel del mar

El nivel del mar es la variable utilizada para medir la altura que alcanza la superficie del mar como consecuencia de tres factores fundamentales: el nivel medio del mar, la marea astronómica y la marea meteorológica.

La marea astronómica es la variación periódica de la superficie del mar debido, a las fuerzas resultantes de las interacciones del sistema Tierra-Luna-Sol, contribuyendo a la ocurrencia de niveles extremos del mar cuando ocurren niveles elevados de marea. Estos niveles se ven especialmente exacerbados durante las mareas equinocciales de primavera, con la influencia interanual del perigeo o con el ciclo nodal.

La marea meteorológica es la variación de la superficie del mar debido a la acción del viento o la presión atmosférica. Esta sobreelevación se observa principalmente con el paso de una tormenta cuyos vientos arrastran la lámina de agua hacia la costa.

3.1.1. Nivel medio del mar

El nivel medio del mar es la variable más relevante en los estudios de cambio climático en la costa. El calentamiento global observado en el último siglo ha dado lugar al aumento de la temperatura del agua del mar, con su consiguiente expansión térmica, y al deshielo de glaciares y otras reservas de agua continentales, lo que, en conjunto, está produciendo el aumento del nivel medio del mar global. Debido a la inercia del sistema climático, este efecto perdurará durante mucho tiempo, aun mitigando totalmente la emisión de gases de efecto invernadero.

Las medidas instrumentales del nivel medio del mar se llevan a cabo de diferente manera según se hagan con mareógrafo o con altimetría satelital. El nivel medio del mar medido a partir de mareógrafo se obtiene como el promedio del nivel del mar durante un período de tiempo, obteniéndose en cada lugar un valor del nivel medio del mar local. En el caso de utilizar satélite, el nivel medio del mar es el promedio de los valores de altura de la superficie del mar sobre el elipsoide, corrigiendo de efectos físicos e instrumentales, siendo este valor instantáneo y único en todo el mundo.

En este estudio se va a utilizar la base de datos de Church y White (2006) que incluye datos de nivel medio del mar global en el período 1870-2001. Estos datos han sido obtenidos mediante reconstrucción histórica a partir de datos medios mensuales de la base de datos de mareógrafos del *Permanent Service for Mean Sea Level* (Woodworth y Player, 2003) y las componentes principales de 12 años de datos de altimetría de los satélites TOPEX/Poseidon y Jason 1. Esta base de datos proporciona una amplia cobertura temporal con datos medios mensuales desde 1870 hasta 2001, lo cual es una gran ventaja en estudios de cambio climático. Además, la cobertura espacial homogénea en una malla de 1°x1° permite tener en cuenta las posibles variaciones espaciales del nivel medio del mar. Además de estos datos, también se tendrán en cuenta los datos procedentes del mareógrafo de Gijón perteneciente a la Red de Mareógrafos (REDMAR) de Puertos del Estado, con datos históricos del nivel medio del mar desde 1992.

3.1.2. Marea astronómica

La marea astronómica es un proceso determinista que se puede reproducir a partir de las componentes armónicas extraídas de una señal medida. El litoral español cuenta con la Red de Mareógrafos de Puertos del Estado que aglutina más de 30 estaciones de medida en los principales puertos de España, datando, las estaciones más antiguas, de 1992. Estos datos instrumentales son procesados en el conjunto de datos REDMAR que proporciona datos históricos y en tiempo real procedentes de la Red de Mareógrafos.

En este estudio se utilizarán los datos instrumentales REDMAR del mareógrafo de Gijón, que era un mareógrafo acústico SONAR, sustituido en 2006 por una estación de barrido de frecuencias, que permite la monitorización del nivel del mar en todo el rango de frecuencias, incluido el oleaje o agitación.

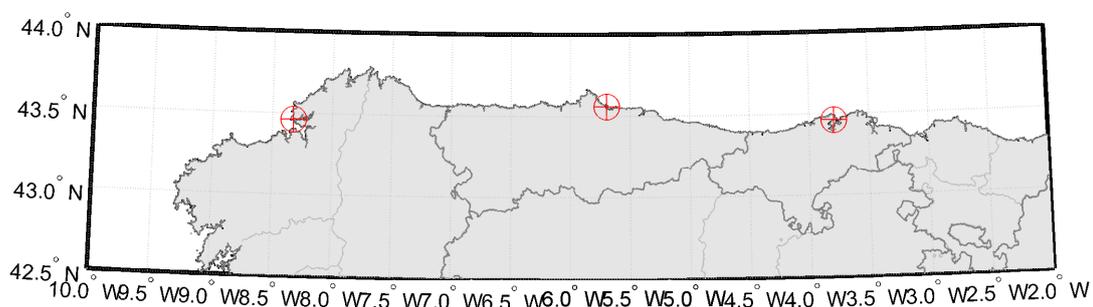


Figura 3.1. Mareógrafos de la Red de Puertos del Estado utilizados en el estudio.

Además también se ha utilizado la marea astronómica incluida en la base de datos GOT (Global Ocean Tides) de IH Cantabria obtenida a partir de las componentes armónicas del modelo TPXO (modelo de mareas global de resolución espacial 0.25°). Con estos datos se ha podido obtener la marea astronómica con su variabilidad espacial a lo largo de la costa asturiana.

3.1.3. Marea meteorológica

La marea meteorológica es especialmente relevante a la hora de estudiar los niveles extremos del mar. El paso de una tormenta lleva asociada la sobre elevación del nivel del mar, que cuando coincide con mareas astronómicas altas puede dar lugar a niveles extremos que generen inundación y erosión costera.

Los datos de marea meteorológica pueden ser obtenidos mediante medidas instrumentales de mareógrafos o satélites, o mediante modelado numérico. Los datos instrumentales suelen ser los mejores por ser medidas reales y fiables, pero como contrapartida presentan una escasa resolución espacial (en el caso de los mareógrafos) o temporal (en el caso de satélite). Los datos procedentes de modelado numérico presentan como ventaja una buena resolución espacial y temporal, teniendo una alta fiabilidad hoy en día.

En este estudio se van a utilizar tanto datos instrumentales como numéricos. Los datos instrumentales proceden del mareógrafo de Gijón, perteneciente a la Red de Puertos del Estado, mientras que los datos numéricos provienen de la base de datos GOS 1.1 (Cid et al. 2014).

La base de datos GOS 1.1 es un reanálisis de alta resolución de marea meteorológica desarrollado para el sur de Europa (incluyendo el Mar Mediterráneo y la costa Atlántica) mediante el modelo *Regional Ocean Model System* (ROMS). La resolución espacial es de $1/8^\circ$ (en torno a 14 km) y los datos proporcionados son series horarias desde 1948 hasta la actualidad. El modelo oceánico está forzado con los vientos *Seawind I* (Menéndez et al. 2013), que son un *downscaling* dinámico del reanálisis de viento global NCEP a una resolución de 30 km. La validación de los datos GOS ha sido llevada mediante medidas de mareógrafos, entre los que se encuentran el mareógrafo de Gijón donde se obtuvieron resultados muy satisfactorios.

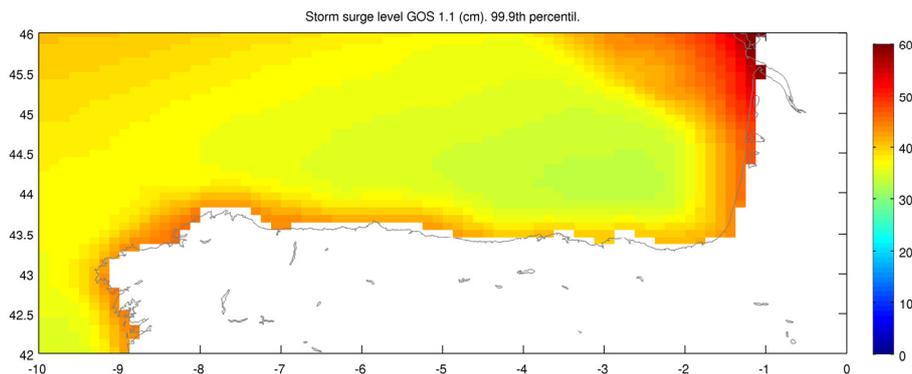


Figura 3.2. Marea meteorológica (cm) correspondiente al percentil del 99.9 % obtenida Del reanálisis GOS 1.1.

3.2. Oleaje

El oleaje es la ondulación de alta frecuencia que genera el viento al soplar sobre la superficie del mar. Una vez generado se propaga hacia la costa donde disipa la energía que transporta mediante distintos procesos que acaban en la rotura, contribuyendo así a la inundación costera. El oleaje es, por tanto, un fenómeno que contribuye de manera importante a la inundación y erosión costera, y que, además, es susceptible de verse afectado por los efectos del cambio climático.

Los procesos que disipan la energía cuando el oleaje se aproxima a costa dan lugar a cambios en la altura de ola y dirección, lo que confiere unas características del oleaje cerca de la costa diferente al de mar abierto. En los estudios de cambio climático en la costa es necesario contar con datos de oleaje en costa que tengan una buena cobertura temporal (una serie de datos larga), pero también una buena cobertura espacial, ya que la variabilidad a lo largo de la costa es muy importante. Para la elaboración de este estudio se va a utilizar la base de datos DOW (Camus et al. 2013) que es una base de datos numéricos de oleaje en aguas someras a lo largo de todo el litoral español.

La base de datos DOW (*Downscaled Ocean Waves*) proporciona datos horarios de oleaje (altura de ola significativa, período y dirección media) desde 1948 hasta la actualidad a lo largo de todo el litoral español con una resolución espacial de aproximadamente 0.02° (en torno a 200 m). Esta base de datos está generada mediante un *downscaling* híbrido en el que se combinan modelos numéricos (*downscaling* dinámico) con técnicas matemáticas y estadísticas (*downscaling* estadístico). En la propagación numérica se tiene en cuenta conjuntamente la variación espacial del oleaje en los contornos de la malla y los campos de vientos. Las condiciones de contorno de oleaje provienen de los espectros de energía de la base de datos de reanálisis GOW (Reguero et al. 2012) (resolución

espacial en el Cantábrico de 0.1°) y los vientos proceden de la base de datos del reanálisis atmosférico global NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) (resolución espacial de 1.9°).

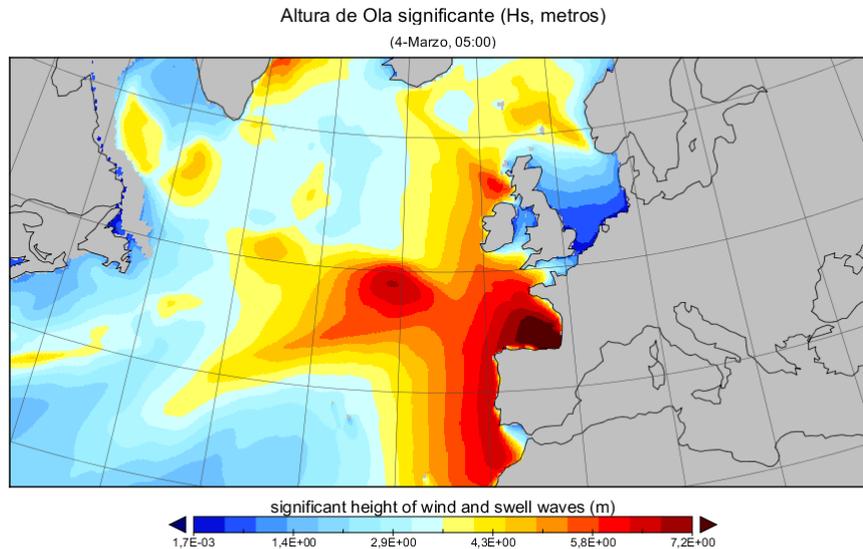


Figura 3.3. Hs correspondiente al estado de mar del 4 de Marzo de 2014 a las 5:00 a.m de La base de datos GOW, condición de contorno utilizada para la propagación del oleaje a costa (DOW).

Los datos han sido validados con las medidas de oleaje de distintas boyas en aguas someras de la costa de Cantabria y País Vasco (Camus et al. 2013) obteniéndose resultados muy satisfactorios.

Se han obtenido las series temporales de oleaje en puntos a lo largo de la costa asturiana separados unos 200 m, en los cuales se realizará el estudio de su caracterización y análisis de tendencias y proyecciones y, servirán también, como inputs al modelo de inundación de alta resolución con el que se caracterizará el impacto de inundación costera.

3.3. Temperatura superficial del agua del mar

Uno de los factores clave de cambio climático al que son especialmente sensibles los sistemas costeros es el aumento de la temperatura superficial del agua del mar. El blanqueamiento de los corales, la pérdida de hábitat y especies o la migración de ciertas especies hacia otras latitudes son algunos de los impactos del aumento de la temperatura del mar. Dada la importancia de estas consecuencias es necesario contar con buenas bases de datos de temperatura del mar que permitan llevar a cabo un análisis riguroso del riesgo y las posibles futuras consecuencias. Sin embargo, los modelos numéricos todavía no presentan una pericia adecuada a la hora de obtener las variaciones en la temperatura superficial del mar. Desde los años 80, las medidas de satélite son una fuente muy valiosa de información acerca de esta variable. Los datos obtenidos por los satélites concuerdan razonablemente con las observaciones medidas in situ y, además, proporcionan buena cobertura espacial.

El Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) es un grupo abierto internacional de científicos productores y usuarios de datos de temperatura superficial del mar cuyo objetivo es la producción de una nueva generación de datos de cobertura global a alta resolución. Uno de los subproductos de datos históricos de temperatura superficial del agua basados en información satelital es el reanálisis OSTIA, procesado por el UK Met Office bajo el marco del proyecto MyOcean2. Este sistema operacional de alta resolución de análisis de temperatura del agua y hielo utiliza datos procedentes de la combinación de satélites (infrarrojo, microondas y AVHRR Pathfinder) así como datos de observaciones in situ (barcos en ruta y boyas y datos in situ de ICOADS).

El reanálisis OSTIA proporciona una estimación de la variabilidad diaria de la temperatura superficial del agua del mar a nivel global con una resolución horizontal de 0.05° (en torno a 6 km) en el período 1985-2013.

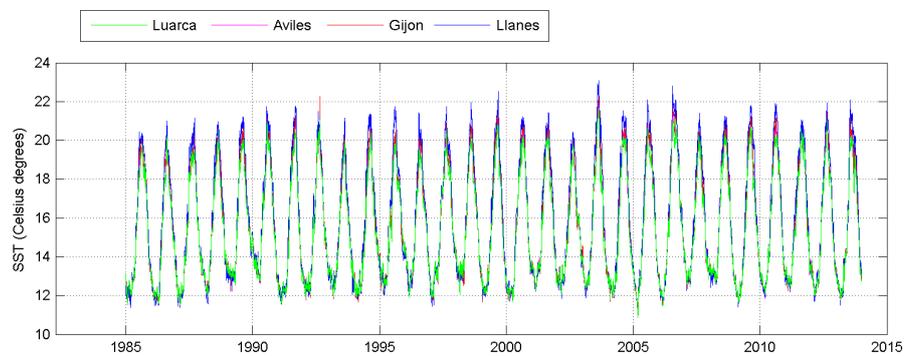


Figura 3.4. Serie temporal de temperatura superficial del agua del mar ($^{\circ}\text{C}$) en Lluarca, Avilés, Gijón y Llanes.

4. DINÁMICAS HIDRO-METEOROLÓGICAS

Por último, con respecto a las variables hidro-meteorológicas, en este capítulo se describe la base de datos de precipitación de la que se ha dispuesto para la realización del estudio. Otra base de datos importante con la que contar sería la de caudales de ríos, pero no se ha tenido acceso a esta información

4.1. Precipitación

La precipitación es una dinámica importante que afecta al Principado de Asturias, además de ser susceptible a los efectos del cambio climático. En este estudio se va a utilizar fundamentalmente en el análisis del impacto de inundación, en el cuál, junto con las dinámicas marinas tiene una contribución importante en la costa.

La base de datos disponible pertenece al Principado de Asturias y fue desarrollada dentro del marco del proyecto *Caracterización agroclimática de Asturias: elaboración de la cartografía agroclimática del Principado de Asturias* elaborado por Predictia Intelligent Data Solutions S.L. y con el asesoramiento del Grupo de Meteorología de Santander, CSIC - Universidad de Cantabria. Los datos disponibles son precipitación acumulada diaria en el período 1971-2000 en una rejilla que cubre el Principado de Asturias con una resolución de 1 km. Los datos fueron obtenidos a partir de modelos de interpolación y regresión alimentados con datos de observaciones de AEMET y co-variables orográficas. En la figura 4.1 se puede ver la climatología anual en el período 1971-2000 obtenida para la precipitación a partir de los datos de observaciones (panel izquierdo) y los datos del modelo de resolución 1 km (derecha).

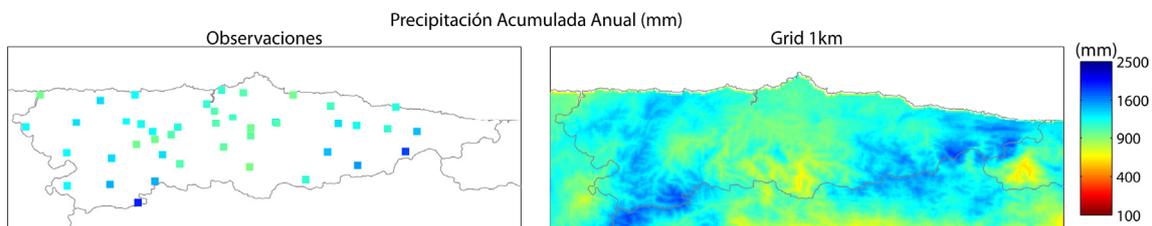


Figura 4.1. Precipitación acumulada anual (mm) de datos de observaciones (panel izquierdo) y datos del modelo (panel derecho).

5. CONCLUSIONES

A continuación, se presenta un resumen de los puntos clave recogidos en la Tarea 1.1:

- La recopilación de bases de datos altamente contrastadas es una tarea fundamental para llevar a cabo un buen análisis del riesgo que sirva como base para la elaboración de planes de adaptación.
- No son las amenazas en si las que producen impactos y consecuencias, sino los cambios que están experimentando, esto es el aumento del nivel del mar, los cambios en la intensidad y dirección del oleaje, aumento de la temperatura del agua del mar, cambios en la salinidad, cambios en la intensidad, frecuencia y dirección de las tormentas, cambios en los regímenes de precipitaciones y cambios en los caudales de ríos.
- Las medidas provenientes de instrumentos in-situ, pese a ser las más fiables, carecen de la resolución espacial necesaria para acometer estudios a escala global y regional. Por otro lado, las medidas satelitales proporcionan buena cobertura espacial pero con registros temporales discontinuos. Ante estos problemas la solución más apropiada son los datos procedentes de modelos globales atmosféricos, que proporcionan un conjunto de variables atmosféricas espacial y temporalmente consistentes para un largo período de tiempo.
- La principal ventaja de los datos del reanálisis atmosférico CFSRR es su gran calidad. Por el contrario, presenta una cobertura temporal menor que NCEP/NCAR y 20CR. No obstante, la pericia que presentan sus datos nos ha llevado a utilizar este reanálisis a la hora de caracterizar la atmósfera mediante tipos de tiempo y su relación con las dinámicas marinas.
- La buena cobertura temporal de los datos del reanálisis atmosférico del siglo XX (20CR), lo convierten en un producto idóneo para el estudio del clima a largo plazo. Por esta razón se ha decidido utilizar estos datos para estudiar las tendencias del clima y las dinámicas marinas en el siglo XX.
- En este estudio se han manejado bases de datos de variables marinas como el nivel del mar (GOS y GOT), el oleaje (DOW) y la temperatura superficial del agua del mar (OSTIA), y bases de datos de variables hidro-meteorológicas, como es la precipitación (perteneciente al Principado de Asturias).

6. REFERENCIAS

- Camus, P., Mendez, F.J., Medina, R., Tomas, A., y Izaguirre, C., 2013. High resolution downscaled ocean waves (DOW) reanalysis in coastal areas. *Coastal Engineering*, Vol. 72, pp 56-68.
- Church, J. A., and N. J. White, 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602.
- Cid, A., S. Castanedo, A.J. Abascal, M. Menendez and, R. Medina, 2014. A high resolution hindcast of the meteorological sea level component for Southern Europe: the GOS dataset. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-013-2041-0.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, y Dennis Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Menéndez M., M. García-Díez, L. Fita, J. Fernández, F.J. Méndez y J.M. Gutiérrez, 2013. High-resolution sea wind hindcasts over the Mediterranean area. *Climate Dynamics*, 42, 1857-1872.
- Reguero, B.G., M. Menéndez, F.J. Méndez, R. Mínguez, and I.J. Losada, 2012. A global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.03.003.
- Saha, S. et al., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 91(8), 1015-1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1
- Schneiderbauer, S., and D. Ehrlich, 2004. *Risk, Hazard and People's Vulnerability to Natural Hazards: A Review of Definitions, Concepts and Data*. Luxembourg: Office for Official Publication of the European Communities.
- Woodworth P.L. y R. Player, 2003. The Permanent Service for Mean Sea Level: An Update to the 21st Century. *Journal of Coastal Research*, 19(2).



TAREA 1.2:

EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA EN BASE A IMÁGENES LANDSAT



1. INTRODUCCIÓN

Históricamente, la posición de la línea de costa ha sido obtenida por diferentes razones. A principios del siglo XIX, el transporte marítimo era esencial para las comunicaciones entre países, una vez que el transporte terrestre era complejo y más caro. Este hecho dio lugar a las primeras cartas náuticas con el objetivo de señalar los peligros que entraña en la navegación la proximidad a tierra. Desde ese momento se han utilizado diferentes técnicas topográficas y batimétricas, combinando unas con otras, para la restitución del fondo marino y el conocimiento de la posición de la línea de costa. Desde las primeras campañas topográficas con medios tradicionales, hasta las actuales técnicas de teledetección activas (LIDAR, SAR...) y pasivas (sensores multi- e híperespectrales) combinadas con técnicas acústicas (SONAR) en el medio acuático. Generalmente el uso de estas técnicas supone costes elevados y es muy dependiente de un plan de monitorización continuo, con capacidad de respuesta ante eventos extraordinarios susceptibles de modificar el medio. Es por ello que, generalmente, su disponibilidad es muy reducida tanto en el tiempo como en la localización.

Si queremos describir cualitativamente la evolución morfodinámica litoral, una buena caracterización pasa por conocer la evolución temporal de la línea de costa, definida en este estudio como la línea divisoria entre agua y tierra. Con ello se pueden realizar estimaciones del orden de magnitud del avance/retroceso de dicha interfaz, y con ello realizar estimaciones en los volúmenes de sedimento ganados/perdidos.

En este estudio se propone la aplicación de bases de datos libres procedentes de satélite para la estimación de la línea de costa a partir de técnicas híperespectrales. Estas técnicas están basadas en el concepto de firma espectral, las cuales permiten discernir entre los distintos elementos que componen la superficie terrestre y por tanto establecer la ubicación de la línea de costa.

En el presente trabajo se hace uso de las bases de datos del programa 'LANDSAT' de la NASA cuya adquisición y descarga se realiza a través de un registro web de forma gratuita en la siguiente dirección:

<http://glovis.usgs.gov/>

2. BASE DE DATOS LANDSAT

LANDSAT es el programa activo de adquisición remota desde satélite más longevo. En julio de 1972, fue lanzado el primer satélite con el nombre ERTS de las siglas en inglés 'Earth Resources Technology Satellite' y que posteriormente se renombraría a Landsat 1. Progresivamente nuevos dispositivos fueron puestos en órbita técnicamente más avanzados e incorporando nuevas características. Landsat 8, lanzado en febrero de 2013, ha sido el último en tomar órbita (ver figura 2.1).

Debido a las limitaciones de resolución espectral y espacial de los sensores MSS y anteriores a bordo de los cuatro primeros satélites, solamente se han tenido en cuenta datos procedentes del sensor TM de Landsat4 en adelante. Lo que supone disponer de datos desde finales de 1982 hasta la actualidad.

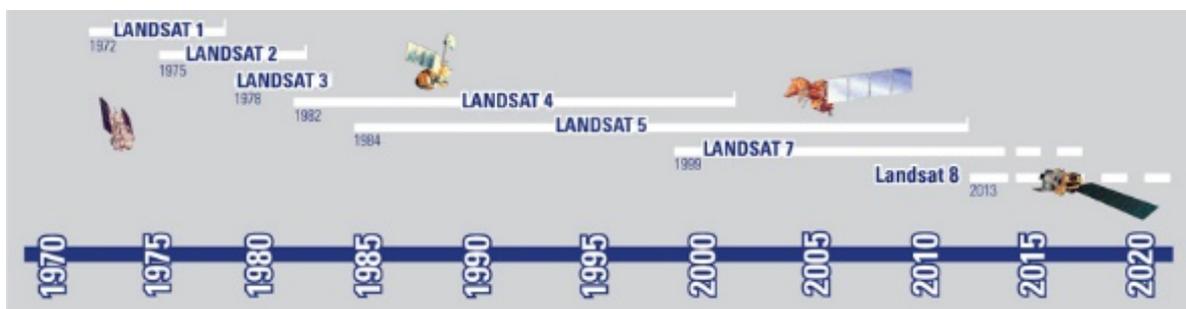


Figura 2.1. Cronología del programa LANDSAT

2.1. Características orbitales

Los satélites Landsat 4-8 siguen una órbita circular, heliosíncrona y cuasi polar, con un tiempo de revisitado de 16 días y una altura orbital de 705 km.

2.2. Características hiperespectrales

La resolución espacial de los sensores hiperespectrales (TM, ETM+, OLI) montados en LANDSAT está en el orden de los 30m, y su resolución espectral es 7 bandas para Landsat 4 y 5 (sensor TM); 8 bandas para Landsat 7 (sensor ETM+); y 11 bandas para Landsat 8 (OLI). Las características de los sensores previos al OLI están resumidas en las figuras 2.2, 2.3 y 2.4.

| System | Launch (End of service) | I(s) | Resolution (meters) | Communications | Alt. Km | R Days | D Mbps |
|------------|----------------------------|------------|------------------------|--|------------|-----------|-----------|
| Landsat 1 | 7/23/72 (1/6/78) | RBV MSS | 80 80 | Direct downlink with recorders | 917 | 18 | 15 |
| Landsat 2 | 1/22/75 (2/25/82) | RBV MSS | 80 80 | Direct downlink with recorders | 917 | 18 | 15 |
| Landsat 3 | 3/5/78 (3/31/83) | RBV MSS | 40 80 | Direct downlink with recorders | 917 | 18 | 15 |
| Landsat 4* | 7/16/82 | MSS TM | 80 30 | Direct downlink TDRSS | 705 | 16 | 85 |
| Landsat 5 | 3/1/84 | MSS TM | 80 30 | Direct downlink TDRSS** | 705 | 16 | 85 |
| Landsat 6 | 10/5/93 (10/5/93) | ETM | 15 (pan) 30 (ms) | Direct downlink with recorders | 705 | 16 | 85 |
| Landsat 7 | 4/99 | ETM+ | 15 (pan) 30 (ms) | Direct downlink with recorders (solid state) | 705 | 16 | 150 |

I(s) = Instrument(s)

R = Revisit interval

D = Data rate

*TM data transmission failed in August, 1993.

** Current data transmission by direct downlink only. No recording capability.

Figura 2.2. Características de los satélites Landsat 1-7

LANDSAT SATELLITES AND SENSORS

| Satellite | Sensor | Bandwidths | Resolution | Satellite | Sensor | Bandwidths | Resolution | |
|------------------|--------|-------------------|------------|------------------|--------|------------------|------------------|----|
| LANDSATs 1-2 | RBV | (1) 0.48 to 0.57 | 80 | LANDSATs 4-5 | MSS | (4) 0.5 to 0.6 | 82 | |
| | | (2) 0.58 to 0.88 | 80 | | | (5) 0.6 to 0.7 | 82 | |
| | | (3) 0.70 to 0.83 | 80 | | | (6) 0.7 to 0.8 | 82 | |
| | MSS | (4) 0.5 to 0.6 | 79 | | | (7) 0.8 to 1.1 | 82 | |
| | | (5) 0.6 to 0.7 | 79 | | | TM | (1) 0.45 to 0.52 | 30 |
| | | (6) 0.7 to 0.8 | 79 | | | | (2) 0.52 to 0.80 | 30 |
| | | (7) 0.8 to 1.1 | 79 | | | | (3) 0.63 to 0.89 | 30 |
| (4) 0.76 to 0.90 | 30 | | | | | | | |
| LANDSAT 3 | RBV | (1) 0.505 to 0.75 | 40 | (5) 1.55 to 1.75 | 30 | | | |
| | MSS | (4) 0.5 to 0.6 | 79 | (6) 10.4 to 12.5 | 120 | | | |
| | | (5) 0.6 to 0.7 | 79 | (7) 2.08 to 2.35 | 30 | | | |
| | | (6) 0.7 to 0.8 | 79 | LANDSAT 7 | ETM | (1) 0.45 to 0.52 | 30 | |
| | | (7) 0.8 to 1.1 | 79 | | | (2) 0.52 to 0.80 | 30 | |
| | | (8) 10.4 to 12.6 | 240 | | | (3) 0.63 to 0.89 | 30 | |
| | | (4) 0.76 to 0.90 | 30 | | | | | |
| | | (5) 1.55 to 1.75 | 30 | | | | | |
| | | (6) 10.4 to 12.5 | 150 | | | | | |
| | | | | (7) 2.08 to 2.35 | 30 | | | |
| | | | | PAN 0.50 to 0.90 | 15 | | | |

Figura 2.3. Resolución espacial (metros) y espectral (micrómetros) de Landsat.

La mejora introducida con el lanzamiento de Landsat 8 consiste, entre otros aspectos, en una mayor resolución espectral.

| Landsat-7 ETM+ Bands (μm) | | | Landsat-8 OLI and TIRS Bands (μm) | | |
|--|-------------|---------------|--|---------------|---------|
| | | | 30 m Coastal/Aerosol | 0.435 - 0.451 | Band 1 |
| Band 1 | 30 m Blue | 0.441 - 0.514 | 30 m Blue | 0.452 - 0.512 | Band 2 |
| Band 2 | 30 m Green | 0.519 - 0.601 | 30 m Green | 0.533 - 0.590 | Band 3 |
| Band 3 | 30 m Red | 0.631 - 0.692 | 30 m Red | 0.636 - 0.673 | Band 4 |
| Band 4 | 30 m NIR | 0.772 - 0.898 | 30 m NIR | 0.851 - 0.879 | Band 5 |
| Band 5 | 30 m SWIR-1 | 1.547 - 1.749 | 30 m SWIR-1 | 1.566 - 1.651 | Band 6 |
| Band 6 | 60 m TIR | 10.31 - 12.36 | 100 m TIR-1 | 10.60 - 11.19 | Band 10 |
| | | | 100 m TIR-2 | 11.50 - 12.51 | Band 11 |
| Band 7 | 30 m SWIR-2 | 2.064 - 2.345 | 30 m SWIR-2 | 2.107 - 2.294 | Band 7 |
| Band 8 | 15 m Pan | 0.515 - 0.896 | 15 m Pan | 0.503 - 0.676 | Band 8 |
| | | | 30 m Cirrus | 1.363 - 1.384 | Band 9 |

Figura 2.4. Comparativa entre Landsat 7 y el reciente Landsat 8

La resolución espectral es importante ya que cada objeto refleja la energía incidente según una combinación característica de radiaciones de distintas longitudes de onda. Esta distribución de energía en el espectro electromagnético se denomina 'firma espectral'. En la figura 2.5 se sintetiza el concepto de firma espectral, y se establece la relación existente con las ventanas del espectro en las que los sensores capturan información. Como puede observarse en esta figura la curva de reflectancia para el suelo es completamente diferente a la del agua y por ello conociendo los valores de reflectancia en las distintas bandas del sensor seremos capaces de separar la parte terrestre del agua. La figura 6 muestra la mejora en la capacidad de medición del espectro debido al aumento en la resolución espectral del sensor a bordo de Landsat 8 (OLI) frente al presente en Landsat 7 (ETM+).

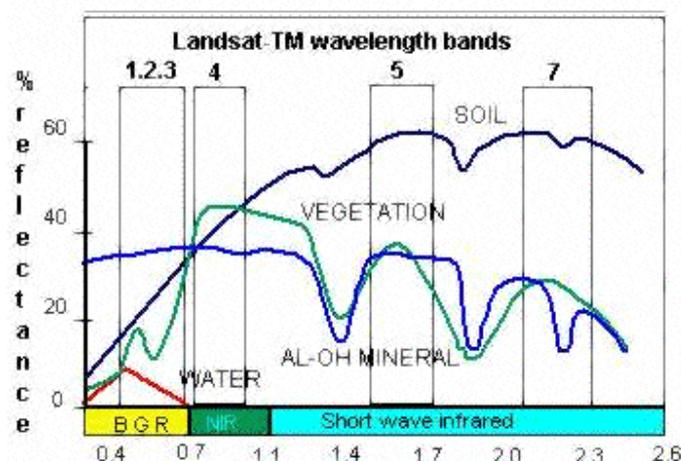


Figura 2.5. Firma espectral y ventanas de medida del sensor TM de Landsat.

Además de la resolución espectral del sensor, también es importante su resolución radiométrica, esto es su capacidad de cuantización o número de niveles digitales utilizados para expresar los datos recogidos por el sensor. Generalmente la resolución radiométrica es expresada en términos de dígitos binarios (bits). La resolución radiométrica del sensor TM es de 8bits (256 niveles).

2.3. Gestión de los datos

Para la geolocalización de los datos, el programa Landsat estableció una notación llamada WRS (Worldwide Reference System). En ella, la región de Asturias se encuentra en el 'path' 30 y 'rows' 202 y 203.

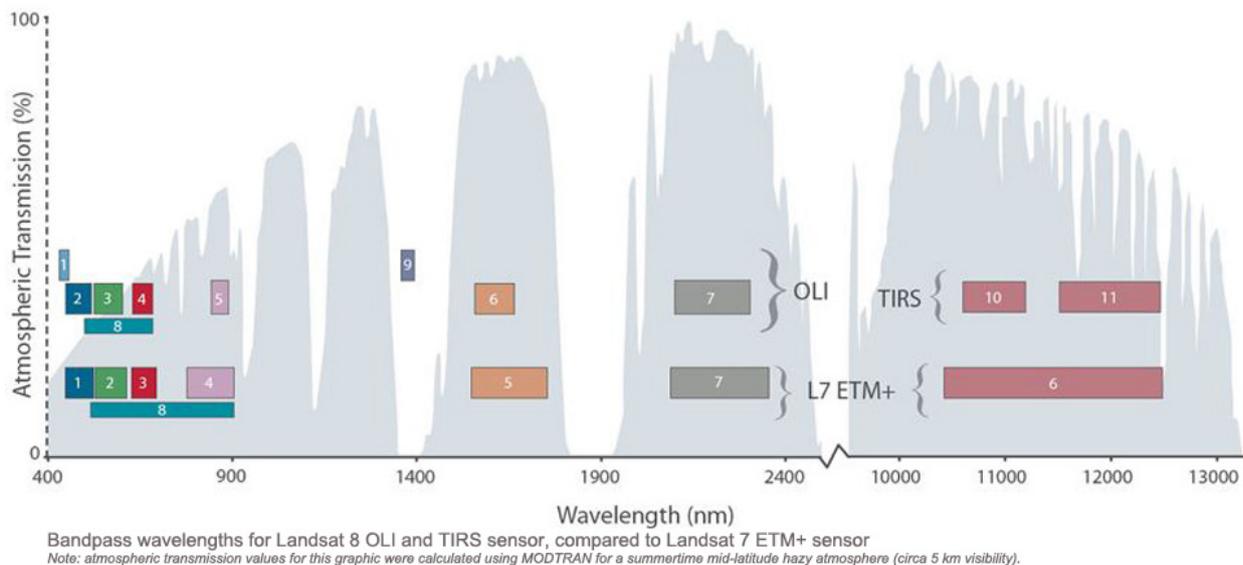


Figura 2.6. Comparativa entre las ventanas de medición del sensor ETM+ y las del sensor OLI

Los datos han sido descargados a través de la página web del US Geographical Service (USGS), precisando un procesado previo a la estimación de la línea de costa.

En la sección a continuación se describe el procesado de los datos descargados previo a la evaluación de la evolución temporal del sistema morfodinámico.

3. PREPROCESADO DE LAS IMÁGENES

Dicho pre-procesado de las imágenes de LANDSAT consiste en (1) una calibración radiométrica y (2) una corrección atmosférica, necesaria para estudios cuantitativos (p. ej. Thorne et al., 1997). La comparación de imágenes obtenida desde distintos sensores y en múltiples fechas, requiere de una corrección radiométrica (p. ej. Teillet, 2001, 2007), debido a que la información espectral es explicada por, entre otros factores, diferencias en los ajustes en la calibración del sensor (Guyot and Gu, 1994). Consecuentemente, todas las imágenes han sido re-escaladas en una escala radiométrica común, convirtiendo los números digitales calibrados en valores de radiancia en el sensor (Chander et al., 2009). Esta calibración radiométrica consiste en una serie de ecuaciones utilizadas para convertir la energía cuantizada en la señal almacenada (número digital, DN) por los sensores TM/ETM+/OLI en valores de radiancia en el sensor. Las imágenes de Landsat fueron convertidas en valores de radiancia en el satélite usando la rutina *I.landsat.toar* implementada en GRASS GIS 7.0.0R1.

Mientras que las correcciones radiométricas permiten una comparación directa de la información espectral de imágenes de satélite obtenida desde distintas fuentes y fechas, las diferencias espaciales en las condiciones atmosféricas entre imágenes adquiridas en diferentes fechas pueden influenciar los valores de reflectancia e índices espectrales (Schroeder et al., 2006; Teillet et al., 2007). Estas diferencias suponen una fuente de error significativa, que debe ser tenida en cuenta cuando se realicen comparaciones entre información espectral distanciada espacialmente y/o en el tiempo, sobre todo si esa distancia es suficiente para afectar a la radiancia recibida, ya que puede comprometer los resultados. Esto es especialmente importante para superficies como el agua, donde la fracción de luz reflejada es muy baja: siendo sobre un 1 a 10% de la radiancia medida en el sensor. En consecuencia, la radiancia recibida en el sensor proveniente del agua de mar puede ser muy baja en comparación con la radiancia total recibida en el satélite, p. ej. la luz reflejada por la atmósfera, y el efecto espectral de la iluminación solar. La corrección atmosférica es también requerida en casos donde se evalúa la evolución temporal de los cambios de la calidad del agua. Por lo tanto, se trata de cambiar la radiancia grabada en el sensor por reflectividad en la superficie medida. La corrección atmosférica y la calibración de la reflectancia eliminan la radiancia en el satélite. Para conseguir estas reflectancias superficiales, las imágenes fueron corregidas atmosféricamente utilizando el modelo de transferencia radiativa 'Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)' (Vermote et al. 1997) implementada en GRASS 7.0.0R1 (*I.atcorr*). Aunque los valores de reflectancia superficial no puedan ser validados, se realiza una inspección cualitativa de las imágenes post-procesadas. Los histogramas revelan firmas espectrales típicas para el agua, zonas vegetadas y no vegetadas, un descenso notable en la neblina presente en el azul en la imagen corregida, y la ausencia de valores negativos de reflectancia propios de una parametrización pobre de los algoritmos de corrección atmosférica basados en procesos físicos.

4. IDENTIFICACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA

El objetivo de este estudio es analizar la evolución temporal de la línea de costa y con ello realizar estimaciones sobre los volúmenes de sedimento. Para ello es necesario determinar dos superficies, una correspondiente al mar, identificado como un cuerpo de agua, y otra correspondiente a la parte terrestre, identificada como cualquier otra superficie distinta del agua, por ejemplo arena, roca, bosque, etc... En este estudio aplicaremos una metodología basada en identificar cuerpos de agua, con lo cual la posición de la línea de costa será tomada directamente.

Existen diferentes metodologías para identificar cuerpos de agua, desde aquellos basados en el análisis de un umbral en una banda hasta los que combinan diferentes índices, la mayoría basados en análisis espectral. Sin embargo, incluso aunque existen numerosos estudios donde se identifican cuerpos de agua con técnicas basadas en imágenes ópticas (p. ej. Gao, 1996; McFeeters, 1996; Xu, 2006; Li et al. 2013), la extracción de la línea de costa en áreas tan extensas y complejas como la de estudio, representa un reto. Muchos estudios previos se basan en la intensidad (y/o signo) y la llamada 'red-edge', es decir, la diferencia entre una banda en el infrarrojo y una en el visible (generalmente en el verde o en el rojo del espectro electromagnético). La base de este razonamiento es la diferencia existente en el comportamiento espectral del agua. El agua presenta una absorción muy alta en la región infrarroja (700nm – 1mm) del espectro, lo que conduce a unos valores de reflectancia muy bajos comparados con los que produce en la parte del visible. Sin embargo, este comportamiento no es propio de otros tipos de coberturas terrestres, donde la principal absorción ocurre dentro de la parte visible del espectro (véase la figura 4.1). El método empleado para esta tarea está basado en una normalización del índice tierra-agua, NWI (Silió-Calzada *et al.*, submitted, eq.4.1):

$$NWI_{a-t} = \frac{\sum_{i \rightarrow 1:n} VIS_i - \sum_{j \rightarrow} IR_j}{\sum VIS_i + \sum IR_j} \quad (4.1)$$

Siendo VIS_i las bandas en el visible (1, 2, 3 en Landsat 5 y 7; y las 2, 3, 4 en Landsat 8), e IR_j las correspondientes en el infrarrojo (4, 5, 7 en Landsat 5 y 7; y las 5, 6, 7 en Landsat 8).

Este índice varía desde -1 a 1, con valores negativos asociados a los píxeles de tierra, y valores positivos asociados a los cuerpos de agua. Este índice es aplicado a cada pixel de cada imagen, obteniendo valores negativos cuando el pixel pertenece a la superficie terrestre, y valores positivos cuando el pixel está localizado en un área inundada o con gran contenido de humedad. La diferencia entre este índice y otras metodologías propuestas en el pasado es que no solamente tiene en cuenta dos bandas representativas, sino que incluye el valor promediado de cada región espectral, y por tanto las áreas inundadas nunca serán clasificadas como 'tierra'. La figura 4.2, representa un ejemplo de la distribución de los valores del índice NWI obtenidos en el área de interés, donde los píxeles de agua están localizados en el extremo de la cola positiva del histograma, en oposición a las coberturas de tierra no inundadas, localizadas en la cola negativa. Las zonas de transición se encuentran entre ambas.

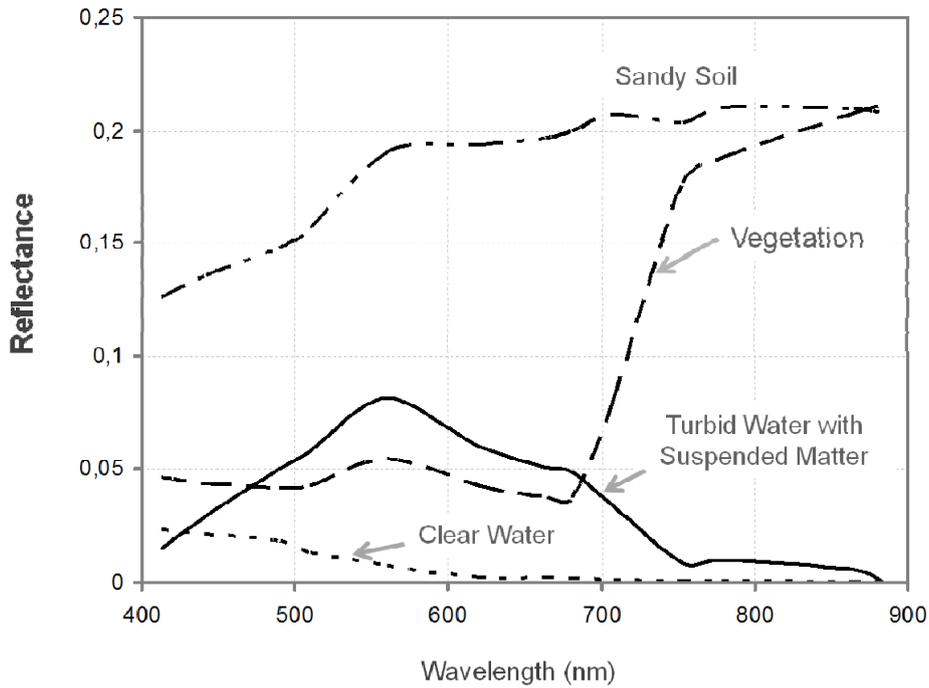


Figura 4.1. Curvas de reflectancia derivadas de Envisat MERIS de agua clara, vegetación, agua turbia y suelo arenoso.

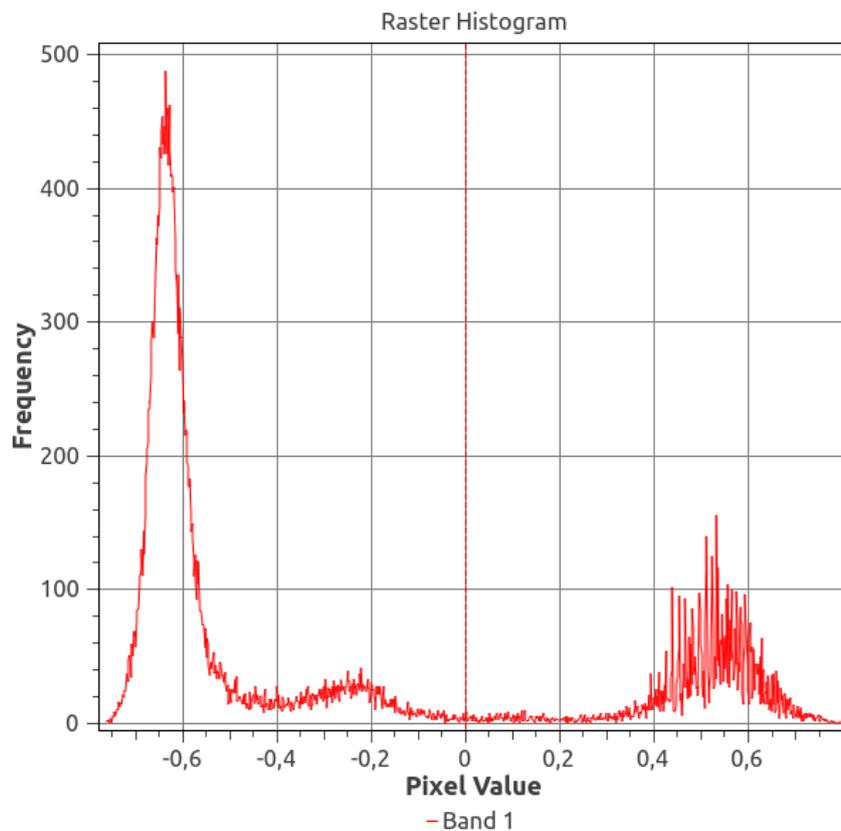


Figura 4.2. Histograma típico del índice NWI en la zona de estudio.

Una vez ha sido calculado el índice NWI, los valores negativos son clasificados como tierra. Sin embargo existen zonas transición y píxeles mixtos (en su interior existen zonas de agua y de tierra) debido a la resolución espacial de Landsat, por lo que es necesario definir un umbral de corte entre lo que se asumirá es tierra y es agua. El umbral es definido de acuerdo a la combinación de varios criterios: (1) comparando las zonas tierra-agua resultante de aplicar un determinado umbral con una ortofoto en una fecha cercana, (2) observando los gradientes del valor del índice NWI en dirección perpendicular a la línea de costa, donde la zona con mayor gradiente será la zona de transición de agua a tierra y (3) observando la zona de corte entre la cola superior del histograma de valores correspondientes a tierra y la cola inferior del histograma de valores correspondientes a agua.

Sin embargo siempre existirá una incertidumbre asociada a los píxeles mixtos y a aquellas zonas someras, donde el sensor esté recibiendo la señal procedente del fondo marino. Los errores máximos asociados a la estimación de la línea de costa con esta metodología aplicada a la base de datos Landsat son de 15m en valor absoluto.

A continuación se presenta un resumen explicando el flujo de trabajo para la obtención de las líneas de costa. En la figura 4.4 se muestra un ejemplo de línea de costa final.

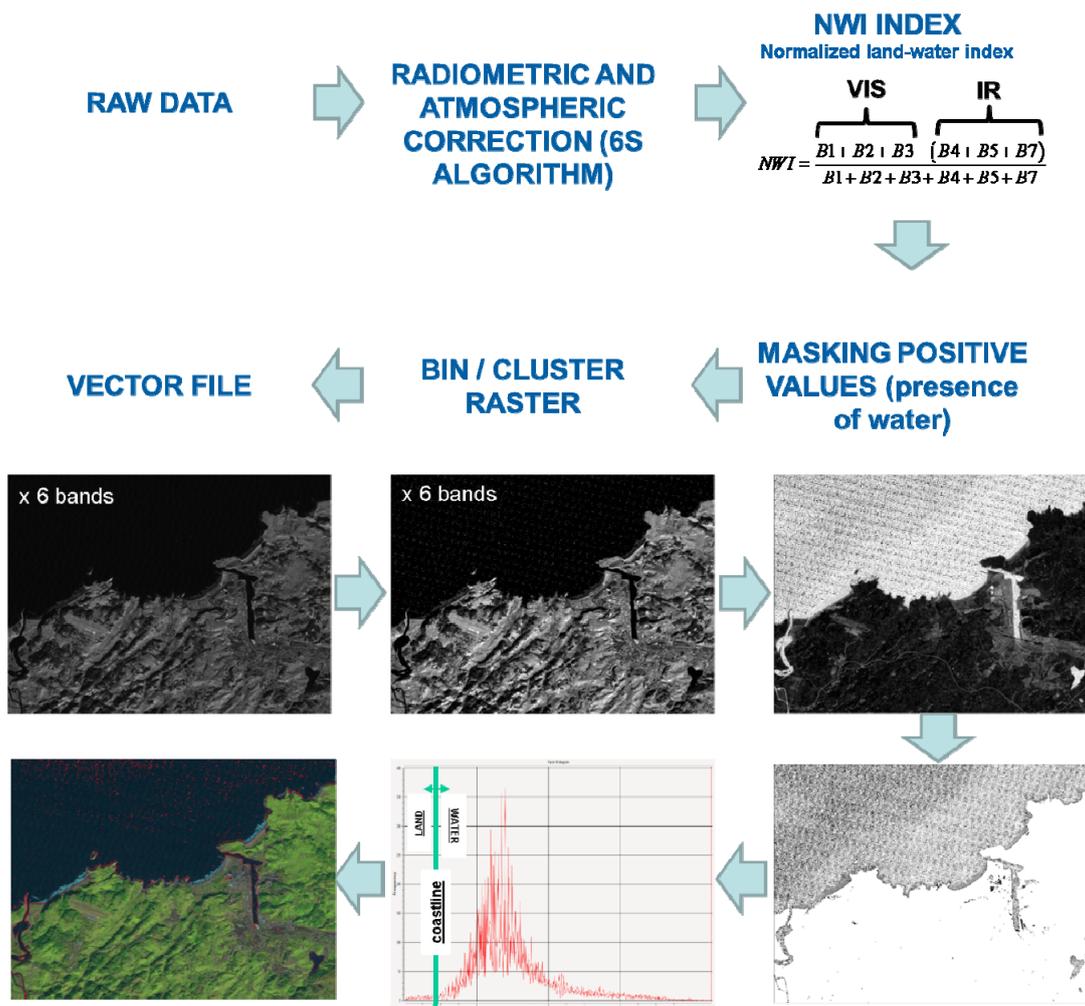


Figura 4.3. Marco metodológico para la extracción de la línea de costa a partir de imágenes de Landsat.



Figura 4.4. Línea de costa histórica (1985) sobre imagen de Google Earth (2014) en la playa de Salinas.

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En el presente trabajo se han procesado un total de 22 imágenes (ver tabla 1) desde el año 1984 al 2011. A pesar de que la disponibilidad de imágenes es mayor, muchas de ellas han tenido que ser desechadas por la presencia de nubosidad.

Se ha analizado la evolución temporal de la línea de costa y se ha visto que la variabilidad observada en los 27 años de datos es del mismo orden de magnitud que la resolución espacial de las imágenes de satélite (30m).

Por este motivo no es posible cuantificar el balance de sedimento a lo largo del litoral asturiano. Sin embargo cualitativamente sí nos permite reconocer zonas singulares de cambio, como por ejemplo la modificación de la desembocadura en la playa de Villaviciosa (véase la figura 5.1).

| SATELLITE | SENSOR | PATH | ROW | YEAR | MONTH | DAY | REFERENCE |
|-----------|--------|------|-----|------|-------|-----|-----------------------|
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 1984 | 9 | 27 | LT52020301984270XXX07 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 1984 | 10 | 29 | LT52020301984302XXX02 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 1985 | 4 | 29 | LT52030301985119XXX04 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 1987 | 8 | 25 | LT52030301987237XXX02 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 1990 | 8 | 9 | LT42030301990221XXX04 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 1991 | 5 | 24 | LT42030301991144XXX02 |
| L7 | ETM+ | 202 | 030 | 1999 | 9 | 28 | LE72020301999271EDC00 |
| L7 | ETM+ | 202 | 030 | 2001 | 12 | 22 | LE72020302001356EDC01 |
| L7 | ETM+ | 203 | 030 | 2002 | 9 | 11 | LE72030302002254EDC00 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 2003 | 9 | 15 | LT52020302003258MTI01 |
| L7 | ETM+ | 202 | 030 | 2003 | 4 | 16 | LE72020302003106EDC00 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 2006 | 11 | 26 | LT52020302006330MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2007 | 7 | 31 | LT52030302007212MPS00 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 2007 | 8 | 9 | LT52020302007221MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2009 | 9 | 6 | LT52030302009249MPS00 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 2009 | 8 | 30 | LT52020302009242MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2010 | 5 | 20 | LT52030302010140MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2011 | 10 | 30 | LT52030302011303MPS01 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2011 | 10 | 14 | LT52030302011287MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2011 | 6 | 24 | LT52030302011175MPS00 |
| L4_5 | TM | 203 | 030 | 2011 | 1 | 16 | LT52030302011015MPS00 |
| L4_5 | TM | 202 | 030 | 2011 | 8 | 4 | LT52020302011216MPS00 |

Tabla 5.1.



Figura 5.1. Comparativa de la línea de costa en el año 1984 (azul) y 2011 (roja) en bajamar en la playa de Villaviciosa.

O la desembocadura del río Navia, donde se aprecia un cambio notable en la playa adyacente, posiblemente consecuencia de posibles dragados en dicha desembocadura (véase la figura 5.2).

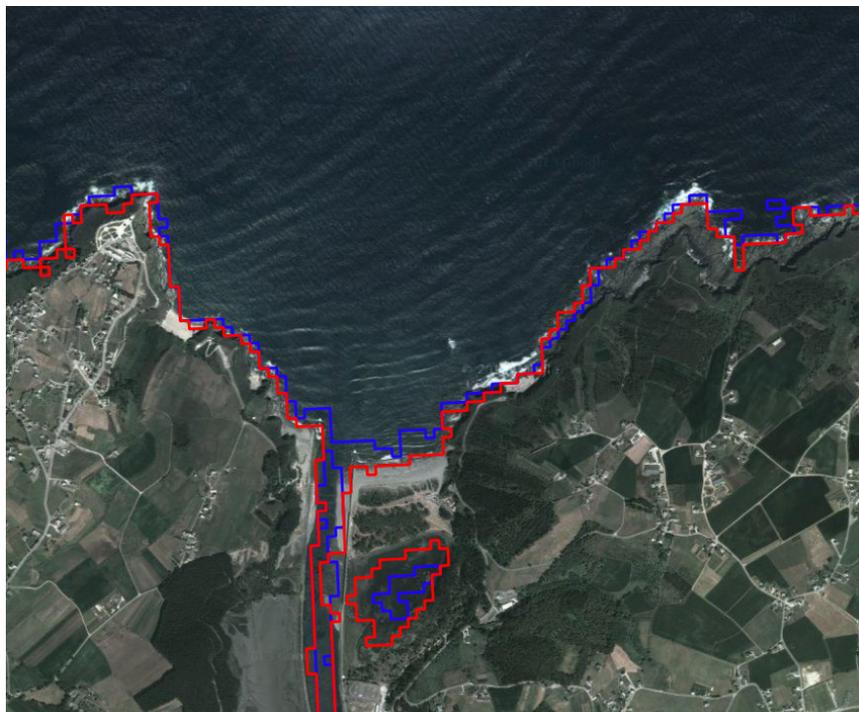


Figura 5.2. Desembocadura del río Navia, años 1984 (azul) y 2011 (roja) en bajamar.

También es posible detectar cambios antropogénicos en el sistema, como es la ampliación del puerto de Gijón o la creación de la playa de Poniente en la misma ciudad (véase la figura 5.3).



Figura 5.3. Comparativa de la línea de costa en el año 1987 (azul) y 2011 (roja) en bajamar en la costa de Gijón.

Otro ejemplo es la creación del dique en la desembocadura de Avilés. Donde además se puede observar la acumulación de sedimento contra el mismo como respuesta a un nuevo punto de difracción (véase la figura 5.4).



Figura 5.4. Desembocadura de Avilés, años 1984 (azul) y 2011 (roja) en bajamar.

La adquisición de datos gratuitos por medios remotos ha permitido disponer de ventanas temporales, en las que observar la evolución del sistema litoral desde hace más de 30 años. Debido a la resolución espacial de los sensores a bordo de Landsat, no es posible identificar esos cambios que sean inferiores a dicha resolución, por ello podemos concluir que los retrocesos/avances acumulados en el litoral asturiano en los últimos 30 años están acotados y son inferiores a los 30 metros, exceptuando algunas localizaciones singulares. Sin embargo, la metodología aplicada es suficientemente robusta como para ser utilizada con datos de mejor resolución (cuya adquisición no es libre y gratuita), y obtener resultados significativos sobre la evolución del sistema morfodinámico asturiano. Cabe citar la misión "Satellite for observation of Earth" (SPOT), que con una serie de 7 satélites sucesivos desde 1986, a partir del año 2002 viene ofreciendo una resolución de 10m (SPOT 5).

6. REFERENCIAS

- Chander, G., Markham, B. L., and 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.
- Gao, B. C. (1996). NDWI—a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment*, 58(3), 257-266.
- Guyot, G., and Gu, X. F. (1994). Effect of radiometric corrections on NDVI-determined from SPOT-HRV and Landsat-TM data. *Remote Sensing of Environment*, 49(3), 169-180.
- Li, W., Z. Du, F. Ling, D. Zhou, H. Wang, Y. Gui, B. Sun and X. Zhang (2013). A comparison of land surface water mapping using the normalized difference water index from TM, ETM+ and ALI. *J. Remote Sensing*, 5, 5530-5549.
- 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.
- Schroeder, T. A., Cohen, W. B., Song, C., Canty, M. J., and Yang, Z. (2006). Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. *Remote Sensing of Environment*, 103(1), 16-26.
- Silió-Calzada A., Barquín J., Huszar V. L. M., Mazzeo N., Méndez F., Álvarez-Martínez J.M. (Submitted). Regime shift in a floodplain shallow lake from the Pantanal region associated to long-term hydrology variability.
- Teillet, P. M., Barker, J. L., Markham, B. L., Irish, R. R., Fedosejevs, G., and Storey, J. C. (2001). Radiometric cross-calibration of the Landsat-7 ETM+ and Landsat-5 TM sensors based on tandem data sets. *Remote Sensing of Environment*, 78(1), 39-54.
- Teillet, P. M., Fedosejevs, G., Thome, K. J., and Barker, J. L. (2007). Impacts of spectral band difference effects on radiometric cross-calibration between satellite sensors in the solar-reflective spectral domain. *Remote Sensing of Environment*, 110(3), 393-409.
- Thorne, K., Markham, B., Barker, P. S., and Biggar, S. (1997). Radiometric calibration of Landsat. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 63(7), 853-858.
- Vermote, E. F., El Saleous, N., Justice, C. O., Kaufman, Y. J., Privette, J. L., Remer, L., and Tanre, D. (1997). Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 102(D14), 17131-17141.
- 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.



TAREA 1.3:

BALANCE SEDIMENTARIO EN ESTUARIOS



1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este documento es evaluar el balance sedimentario a largo plazo en los estuarios y analizar las metodologías y bases de datos necesarios para llevar a cabo dicho estudio. Con este propósito se plantean dos tipos de metodologías: una basada en la aplicación de modelos de procesos y otra en modelos de equilibrio.

En el documento correspondiente a la tarea 2.4 se aplica la metodología basada en modelos de equilibrio a todos los estuarios del Principado de Asturias objeto de este trabajo (Eo, Navia, Nalón, Avilés, Villaviciosa y Ribadesella) y en este documento se aplica la metodología basada en modelado de procesos al estuario escogido como caso piloto, el estuario de Villaviciosa.

Por lo tanto, los objetivos generales de este estudio son:

- Presentar dos metodologías del estado del conocimiento para analizar la evolución morfodinámica a largo plazo de estuarios y estimar los efectos del cambio climático en los mismos.
- Aplicar la metodología basada en modelado de procesos al estuario de Villaviciosa. Este objetivo general presenta a su vez los siguientes objetivos particulares:
 - Identificar y caracterizar en la zona de estudio las dinámicas que juegan un papel importante en el transporte residual de sedimentos a largo plazo.
 - Recopilar las bases de datos de las variables que describen la dinámica sedimentaria en los estuarios.
 - Desarrollar y probar técnicas para reducir el coste computacional asociado a la simulación de largos periodos de tiempo con modelos basados en procesos (hidrodinámicos y morfodinámicos).
 - Estimar los cambios morfológicos que se producirían en este estuario como consecuencia del aumento del nivel del mar en los años horizonte 2050 y 2100.

Este documento se estructura del siguiente modo:

- **Capítulo 1. Introducción**, donde se plantean los objetivos perseguidos, se realiza una breve revisión del estado del conocimiento y se describe brevemente el estuario de Villaviciosa.
- **Capítulo 2. Metodología**, en el que se plantean dos metodologías, una basada en modelado numérico de procesos y otra basada en modelos empíricos de equilibrio, para analizar la evolución morfodinámica a largo plazo de estuarios y estimar el efecto del cambio climático en los mismos.
- **Capítulo 3. Datos de partida**, en el que se recogen y describen las diferentes bases de datos disponibles para la elaboración de este estudio.
- **Capítulo 4. Campaña de campo**, donde se presenta una descripción de la campaña de medición de datos batimétricos y de corrientes llevada a cabo en el estuario de Villaviciosa.

- **Capítulo 5. Efectos del cambio climático en los estuarios. Modelado de procesos**, en el que se aplica la metodología basada en modelado de procesos al estuario de Villaviciosa.
- **Capítulo 6. Conclusiones**, en el que se establecen una serie de conclusiones de los aspectos más relevantes del estudio en el campo de la evolución morfodinámica a largo plazo de estuarios.
- **Capítulo 7. Referencias**, que incluye las referencias bibliográficas utilizadas.

Además se incluye el siguiente anejo:

- **Anejo I. Modelo numérico Delft3D**, donde se describen los módulos hidrodinámico, morfodinámico y de oleaje del modelo numérico utilizado en este estudio, Delft3D.

1.1. Estado del conocimiento

La morfología de un estuario es el resultado de la interacción no lineal entre el movimiento hidrodinámico del agua, el transporte de sedimentos y la batimetría. En las últimas décadas se ha llevado a cabo una laboriosa investigación científica para predecir la evolución morfológica a largo plazo (escala de decenas de años), tanto de las zonas costeras como de los estuarios. Sin embargo, la dificultad existente para simular los procesos no lineales y la intervención de una amplia variedad de escalas espacio-temporales hace que a día de hoy, esta capacidad predictiva aún se encuentre limitada.

En el modelado de la morfología de zonas costeras, incluyendo los estuarios, hay dos aproximaciones principales descritas por de Vriend et al. (1993): los modelos de equilibrio y los modelos de procesos. A continuación se describe brevemente cada una de ellas.

1.1.1. Modelos de equilibrio

Los modelos de equilibrio se basan en relaciones empíricas entre diferentes elementos morfodinámicos (desembocadura, canales, bajos interiores, bajo exterior...) y el prisma de marea, por lo tanto, dependen en gran medida de la disponibilidad de medidas de campo sobre estos parámetros. De Vriend (1996) establece a su vez diferentes categorías: modelos basados en datos, modelos empíricos y modelos semi-empíricos.

Los *modelos basados en datos*, asumen que los elementos morfodinámicos continúan su evolución con la misma tendencia que en el pasado (Larson et al., 2003 y Southgate et al., 2003).

Los *modelos empíricos* se subdividen a su vez en otras dos categorías: los modelos empíricos de estado de equilibrio y los modelos empíricos de evolución.

- Los *modelos empíricos de estado de equilibrio* establecen relaciones de equilibrio entre los elementos morfológicos mediante el análisis de los datos medidos de sus características morfológicas. Por ejemplo, O'Brien (1931,1969) desarrolló una relación de equilibrio entre la sección transversal de la desembocadura y el prisma de marea (volumen de agua que entra y sale de un estuario durante los ciclos de mareas vivas).

- Los *modelos empíricos de evolución* describen la variación de un parámetro morfológico entre un estado real dado y su estado de equilibrio, como un proceso de decaimiento exponencial definido matemáticamente por de Vriend et al. (1996), asumiendo que cada elemento del sistema se comporta de forma independiente.

Los *modelos semi-empíricos* permiten simular la evolución morfodinámica de los distintos elementos combinando las relaciones empíricas para equilibrios morfológicos con las descripciones agregadas de los procesos físicos. Con este enfoque se han desarrollado numerosos modelos para distintos elementos que componen un estuario, entre otros muchos cabe citar: el modelo de cuenca de Di Silvio (Di Silvio, 1989), el modelo de cuenca de Van Dongeren (Van Dongeren y de Vriend, 1994) y el modelo de delta de de Vriend (de Vriend et al, 1989).

Los modelos semi-empíricos más recientes son ESTMORF (Wang et al., 1998, 1999) y ASMITA (Stive et al., 1998, Stive y Wang, 2003). En este tipo de modelos se supone que las condiciones de equilibrio de los diferentes componentes morfológicos de un estuario son conocidas, y que el estuario simulado se dirige hacia dicho punto de equilibrio.

El modelo ASMITA supone una agregación y una extensión del modelo ESTMORF, ya que, además de tener en cuenta el estuario interior, se incluye una esquematización del bajo exterior. La agregación se relaciona con el hecho de que cada elemento morfológico es caracterizado por una sola variable, es decir, su volumen de equilibrio (Kragtewijk et al. 2004).

1.1.2. Modelos de procesos

Los modelos de procesos se basan en la descripción de los procesos físicos subyacentes que se derivan de las dinámicas actuantes en los estuarios. Para ello, se componen de un determinado número de módulos que describen el movimiento del agua (olas y corrientes), el transporte de sedimentos y los cambios del fondo por medio de la resolución de las ecuaciones de la hidrodinámica y de transporte de sedimentos. Estos módulos interactúan dinámicamente con la batimetría intercambiando información y dando lugar a la evolución morfológica. Este tipo de modelos han sido empleados en diferentes estudios relativos a la evolución, en diferentes escalas, de morfología de cuencas mareales y estuarios, tales como Wang et al. (1995), Lesser et al. (2004), Marciano et al. (2005), Van der Wegen y Roelvink (2008), Van der Wegen et al. (2008), Dissanayake et al. (2009), Tung et al. (2009, 2011).

Para analizar la evolución morfológica a largo plazo de un estuario utilizando modelos de procesos es necesario realizar simulaciones continuas durante dicho periodo de tiempo (decenas de años). No obstante, el empleo de esta técnica presenta algunos inconvenientes. En primer lugar, estos modelos emplean las ecuaciones de gobierno hidrodinámicas y de transporte de sedimentos cuyos resultados en simulaciones continuas de varios años de duración presentan gran incertidumbre. Lesser (2009) cuantificó los errores cometidos por dichas formulaciones y comprobó que las deficiencias introducidas no eran para nada despreciables. Otra desventaja sería el hecho del elevado coste de tiempo y recursos computacionales que supondría una simulación de este tipo. Para resolver este problema de Vriend et al. (1993) describió dos técnicas distintas.

Por un lado, está la técnica conocida como "model reduction", la cual se apoya en la idea de que el modelo puede ser reformulado para describir solo aquellos procesos que pertenezcan a la escala de interés. Diversas aproximaciones de este tipo han sido estudiadas por de Vriend et al. (1993), Cayocca (2001), Lesser et al. (2004), y Roelvink (2006). Lesser et al. (2004), basándose en las distintas escalas de tiempo que caracterizan la hidrodinámica y la evolución morfológica, estudió una aproximación a esta técnica que consiste en multiplicar por un factor constante "MorFac" (factor de aceleración morfológica) los flujos de sedimento en cada paso de tiempo hidrodinámico. Esto permite realizar simulaciones morfodinámicas de duración igual al producto de la duración de la simulación hidrodinámica por el factor morfológico. El valor de este factor se establece, dentro de unos límites, en función de las características de la zona de estudio.

Por otro lado, la técnica de simplificación "input reduction" (reducción de inputs), que puede ser complementaria a la anterior, consiste en seleccionar un número limitado de condiciones representativas (forzamientos) que permitan reproducir de forma precisa la evolución morfológica a largo plazo. Actualmente, las ventajas y desventajas de esta técnica están siendo analizadas por distintos autores, como por ejemplo, Lesser (2009) y Walstra et al. (2013). Ambos autores señalan la necesidad de establecer si la evolución morfológica del ambiente estuarino estudiado está dominado por eventos episódicos o si por el contrario, es el resultado de cambios graduales. En el primer caso sería requisito indispensable mantener la cronología de los casos seleccionados para obtener simulaciones morfodinámicas precisas (Brown y Davies, 2009). En el segundo caso, si las modificaciones se producen de forma progresiva, los efectos de los eventos individuales podrían ser promediados y el orden cronológico establecido apenas influiría en los resultados.

1.1.3. Requerimientos de los modelos

La aplicación de ambos tipos de modelos (modelos de equilibrio y modelos de procesos) para analizar la evolución morfodinámica a largo plazo de un estuario requiere disponer de una serie de datos de partida comunes:

- Batimetrías de detalle actuales que permitan la correcta caracterización morfológica del estado actual de los estuarios.
- Batimetrías históricas que permitan calibrar y validar los modelos empleados.
- Registro de las actuaciones antrópicas a las que históricamente han sido sometidos los estuarios (rellenos, dragados, cierres, aberturas, etc.) para calibrar y validar los modelos empleados.
- Series históricas de las dinámicas que juegan un papel importante en el transporte de sedimentos residual a largo plazo (marea astronómica, oleaje y caudal fluvial).
- Aportes de sedimentos al estuario (aportes fluviales, aportes de la playa adyacente y aportes del mar exterior).

Además de los puntos anteriores, cada modelo presenta unos requerimientos específicos:

- Los *modelos empíricos* necesitan conocer la tasa de crecimiento de la cota de los bajos interiores de los estuarios, parámetro muy dependiente de los aportes sedimentarios del río.
- Análogamente, los *modelos semi-empíricos* utilizan unas tasas específicas de transporte de sedimentos entre las distintas unidades morfológicas de los estuarios y una concentración de sedimentos global en el exterior.
- Por su parte, los *modelos de procesos* necesitan conocer la distribución sedimentológica del fondo de los estuarios así como su mapa de isopacas. Otro requisito imprescindible para aplicar dichos modelos sería tener perfectamente acotado el error introducido. Además, es preciso avanzar en la aplicación de dos tipos de técnicas que reduzcan la carga computacional y hagan posible simular décadas y centenas de años: (1) *reducción de inputs* y (2) *aceleración morfológica*, tratándose ambos de temas muy novedosos que están siendo estudiados en la actualidad por diversos autores.

1.1.4. Conclusiones del estado del conocimiento

A partir del análisis realizado del estado actual del conocimiento se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Los *modelos empíricos de equilibrio* proporcionan información general de las áreas y volúmenes de equilibrio de los distintos elementos morfológicos de los estuarios. Sin embargo, no son capaces de describir la evolución temporal experimentada por cada elemento ni su distribución espacial. En cualquier caso, la sencillez de aplicación de este tipo de modelos los convierte en la aproximación más extendida.
- Los *modelos semi-empíricos* permiten conocer la evolución temporal experimentada por cada elemento morfológico de forma agregada, sin proporcionar la distribución espacial de cada elemento.
- Los *modelos de procesos* proporcionan la evolución morfodinámica experimentada por cada elemento morfológico, así como la ubicación y la forma adoptada por cada uno en el interior de los estuarios. En cualquier caso, aunque el empleo de modelos de procesos aporta resultados de gran detalle, se trata de una técnica que a día de hoy presenta muchas limitaciones y es preciso avanzar en su estudio.

En definitiva, en función del objetivo perseguido y de los datos disponibles resultará más adecuado el empleo de un tipo de modelo u otro.

1.2. Descripción de la zona de estudio

El estuario objeto de estudio, Villaviciosa, está situado en el sector centro-oriental asturiano, en la desembocadura de los ríos Valdediós, Valdebárcena y el río de la Ría. Se alinea en la dirección SO-NE con una longitud de unos 9 km (véase la figura 1.1).

Se trata de uno de los estuarios mejor conservados de la costa asturiana. No obstante, presenta el 40% de su superficie original modificada por la presencia de rellenos o diques y, por lo tanto, con condiciones de inundabilidad diferentes a las naturales.

El prisma de marea toma un valor en este estuario en torno a $8.25 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que se traduce en un caudal máximo de marea astronómica de $382 \text{ m}^3/\text{s}$. Por otro lado, el aporte fluvial medio es de unos $9 \text{ m}^3/\text{s}$, de modo que puede deducirse que dominan las dinámicas mareales frente a las fluviales. Esto condiciona las principales características del estuario: elevada salinidad del agua, inundaciones periódicas debidas a la marea e intensa sedimentación, lo que origina un gran número de unidades morfosedimentarias.

Como consecuencia de la canalización artificial de la bocana, el estuario se considera de tipo abrigado respecto al oleaje lo que ha favorecido la generación de un nuevo sistema dunar en la playa de Rodiles. En la figura 1.1 se muestra la ubicación de las distintas unidades morfológicas de este estuario: desembocadura, bajo exterior, canales mareales y bajos interiores.

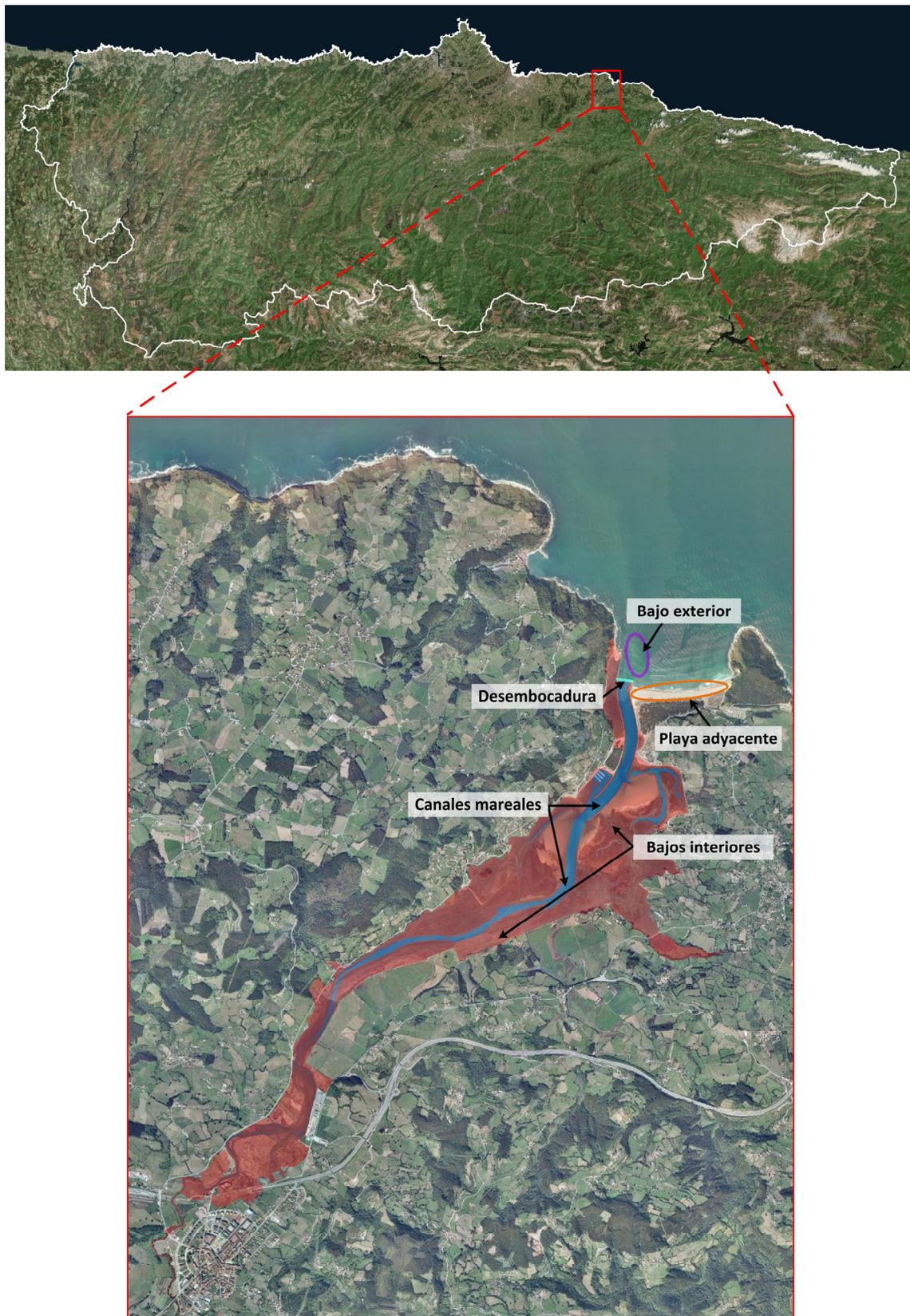


Figura 1.1. Localización y unidades morfológicas del estuario de Villaviciosa.

Debido a su elevado valor ecológico, en 1995 fue declarado Reserva Natural Parcial. A nivel europeo ha sido declarado LIC y ZEPA, pasando a formar parte de la Red Natura 2000. Del mismo modo, en enero de 2011, se aprobó su inclusión en la Lista de Humedales de Importancia Internacional (RAMSAR).

Las figuras 1.2 y 1.3 muestran la zona de la desembocadura y la zona intermedia del estuario de Villaviciosa, respectivamente.



Figura 1.2. Desembocadura del estuario de Villaviciosa y playa de Rodiles.



Figura 1.3. Zona intermedia del estuario de Villaviciosa.

2. METODOLOGÍA

La morfodinámica sedimentaria en un estuario consiste en un equilibrio dinámico, observándose una morfología media y una cierta variabilidad entorno a ella. Los elementos que definen la morfología media son comunes para todos los estuarios. De este modo, puede observarse la presencia de una zona angosta y profunda que constituye la desembocadura, uno o varios bajos exteriores, una canal principal, canales secundarios y las denominadas llanuras o bajos interiores.

La configuración morfológica media descrita depende de las condiciones hidrodinámicas del estuario y de los aportes sedimentarios recibidos. El parámetro fundamental es el prisma de marea (Ω), volumen de agua que entra y sale de un estuario durante los ciclos de mareas vivas, pero también intervienen los caudales fluviales (líquido y sólido) y el oleaje.

El prisma de marea (Ω) puede verse afectado tanto por la variación del nivel del mar debida al cambio climático ($\Delta\eta$) como por el crecimiento de las cotas de los bajos interiores (α). La variación de Ω en un instante dado, puede determinarse de forma aproximada, según la siguiente expresión:

$$\Delta\Omega = (\Delta\eta - \alpha) \cdot A_f \quad (2.1)$$

Donde $\Delta\Omega$ es el incremento del prisma de marea (m^3), $\Delta\eta$ es el aumento del nivel medio del mar (m), α es el incremento de cota de los bajos interiores (m) y A_f es el área ocupada por los bajos interiores (m^2).

Por lo tanto, si como consecuencia del cambio climático aumentase el nivel medio de mar ($\Delta\eta$) y los aportes sedimentarios fuesen insuficientes para que el crecimiento de la cota de los bajos interiores (α) se produjese al mismo ritmo que el $\Delta\eta$, es decir $\alpha < \Delta\eta$, se produciría un aumento del prisma de marea ($\Delta\Omega > 0$) que alteraría la hidrodinámica de la zona con los consiguientes efectos morfológicos asociados.

Para evaluar estos efectos se plantean dos tipos de metodologías: por un lado, la aproximación más extendida, basada en modelos de equilibrio y por otro, la técnica de modelado de procesos, más novedosa y actualmente objeto de investigación. En el capítulo 5 del informe de la tarea 2.4, se aplica la metodología basada en modelos de equilibrio a los estuarios asturianos de mayor entidad: Eo, Navia, Nalón, Avilés, Villaviciosa y Ribadesella. Por otra parte, en el capítulo 5 del presente documento se aplica modelado de procesos a un estuario piloto, el estuario de Villaviciosa.

La figura 2.1 muestra un esquema de las dos metodologías propuestas y en los apartados siguientes se explica cada una de ellas.

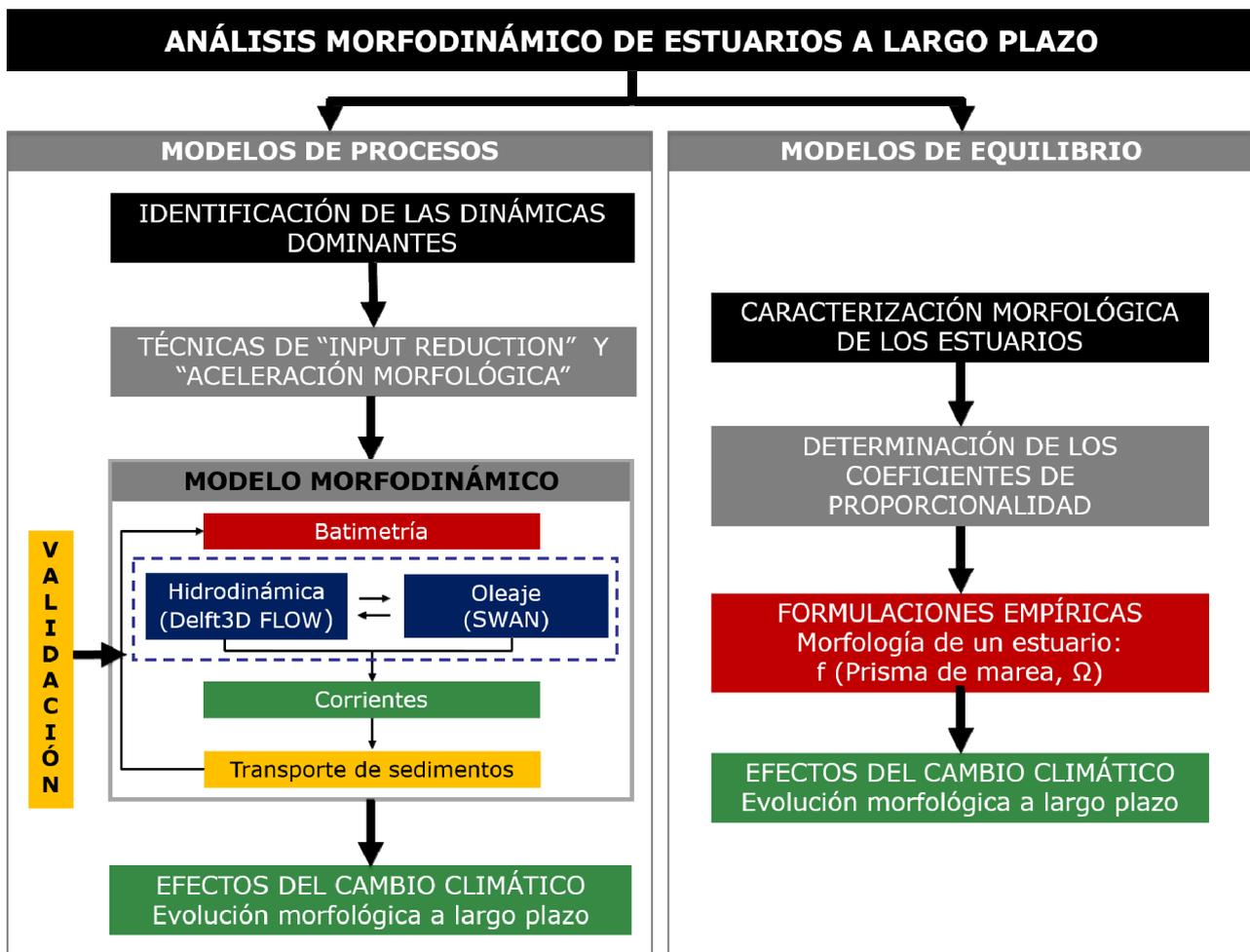


Figura 2.1. Esquema de las metodologías planteadas: a) modelos de procesos y b) modelos de equilibrio.

2.1. Modelado de procesos

El modelado de procesos presenta numerosos retos relacionados por un lado, con la incertidumbre asociada a la simulación mediante modelado numérico de largos periodos de tiempo (decenas/centenas de años) y por otro, al elevado esfuerzo computacional necesario. Tal como se ve en esquema de la figura 2.1, la aplicación de la metodología planteada consiste en analizar los siguientes aspectos: (1) identificación de las dinámicas que juegan un papel importante en el transporte residual de sedimentos a largo plazo, (2) aplicación de técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica (Lesser, 2009) y finalmente, (3) configuración y aplicación de un modelo morfodinámico (Delft3D) previamente calibrado y validado.

2.1.1. Identificación de las dinámicas dominantes

Los modelos de procesos se basan en la descripción de los procesos físicos subyacentes que derivan de las dinámicas actuantes en los estuarios. Por lo tanto, el primer paso para aplicar modelado de procesos consiste en definir el régimen hidrodinámico en la zona de estudio y los aportes sedimentarios al sistema.

En una primera aproximación, el funcionamiento hidrodinámico de un estuario puede ser representado de acuerdo con el siguiente esquema. En un instante determinado el nivel del mar exterior está caracterizado por una marea astronómica y una marea meteorológica. Estas mareas se propagan por el interior del estuario modificando sus características en función de la geometría del estuario, la rugosidad del lecho y la presencia de un caudal fluvial. Superpuesto a estas oscilaciones de muy largo período se encuentra el oleaje que, bajo determinadas condiciones, se propaga por el interior del estuario modificando sus características hidrodinámicas.

En el modelo de funcionamiento anterior, se han citado una serie de dinámicas que condicionan el nivel del mar y la velocidad del flujo en un estuario. Estas dinámicas son:

- Marea astronómica (MA)
- Marea meteorológica (MM)
- Caudal fluvial (Q_f)
- Oleaje (H_s, T_p, θ)

Se recomienda realizar un análisis previo de cada una de ellas e incluir en el estudio las más representativas.

Por otra parte, en la escala del largo plazo (decenas/centenas de años) se producirá, como consecuencia del cambio climático, el aumento del nivel medio del mar ($\Delta\eta$) que alterará dichas condiciones hidrodinámicas.

El informe AR5 del Grupo de Trabajo II del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2014) recoge una estima central y las bandas de confianza de $\Delta\eta$ a lo largo del siglo XXI para cada uno de los escenarios de concentración de gases de efecto invernadero (RCP). Dichos escenarios contemplan la variabilidad espacial del aumento del nivel del mar y tienen en cuenta principalmente: la contribución de dilatación térmica del océano, el movimiento del agua en el interior de los océanos en respuesta a pautas de variabilidad acoplada océano-atmósfera, incluyendo el fenómeno ENSO y la NAO, las variaciones de masa de los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida además de los glaciares y casquetes de hielo (GIA) y el agotamiento de recursos de agua subterránea. La tabla 2.1 muestra las proyecciones de la subida global del nivel del mar para los periodos 2046-2065 y 2081-2100 con base en el periodo de 20 años comprendido entre los años 1986 y 2005.

| Escenarios RCP | Subida del nivel del mar, $\Delta\eta$ (m) | |
|----------------|--|--------------------|
| | 2046 - 2065 | 2081 - 2100 |
| RCP2.6 | 0.24 [0.17 - 0.32] | 0.40 [0.26 - 0.55] |
| RCP4.5 | 0.26 [0.19 - 0.33] | 0.47 [0.32 - 0.63] |
| RCP6.0 | 0.25 [0.18 - 0.32] | 0.48 [0.33 - 0.63] |
| RCP8.5 | 0.30 [0.22 - 0.38] | 0.63 [0.45 - 0.82] |

Tabla 2.1. Proyección del cambio en la elevación media mundial del nivel del mar para mediados y finales del siglo XXI, en relación con el período de referencia 1986-2005, para cada escenario RCP (IPCC, 2014).

A la vista de las estimaciones obtenidas por el IPCC, en este estudio se define un incremento del nivel medio del mar ($\Delta\eta$) variable según la expresión propuesta por van der Wegen (2013), imponiendo un aumento de 1 m a los 100 años (véase la figura 2.2). Este aumento queda del lado de la seguridad ya que el escenario de cambio climático definido por el IPCC más pesimista (RCP8.5) prevé un incremento máximo de 0.82 m para el periodo 2081-2100.

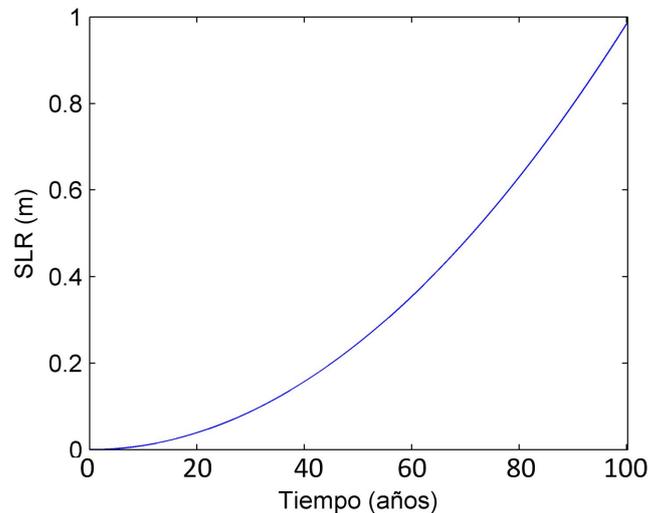


Figura 2.2. Incremento del nivel del mar asumido en el presente estudio.

En relación a los aportes sedimentarios que llegan al sistema, estos proceden fundamentalmente del río (Q_s), de la playa adyacente y del mar exterior.

2.1.2. Técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica

Como se ha mencionado anteriormente, el estudio de la evolución morfodinámica a largo plazo requiere simular numéricamente la hidrodinámica y el transporte de sedimentos durante largos periodos de tiempo (décadas, centenas de años). La simulación directa de estos periodos de tiempo, utilizando modelos que necesitan un paso de tiempo (Δt) para la resolución de los procesos, de minutos o incluso segundos, se denomina "simulación de fuerza bruta" y es, en la actualidad, una técnica inviable si se desea obtener resultados en un tiempo realista (tiempo de vida de un proyecto). Por este motivo, es imprescindible avanzar en técnicas que solucionen este problema.

En este estudio se utilizan dos aproximaciones que van en esta línea y que actualmente están siendo objeto de publicaciones científicas.

La primera técnica, denominada de "reducción de inputs" (*input reduction* en inglés), investiga métodos que permitan reducir la longitud de las series dinámicas que entran al modelo como inputs y a la vez obtener, con esas series reducidas, los mismos resultados que con series completas.

La segunda aproximación, conocida como "aceleración morfológica", se basa en utilizar la distinta escala temporal en la que ocurren los procesos hidrodinámicos (mucho más rápidos) y morfológicos, para acelerar mediante un factor las simulaciones numéricas.

A continuación se describe con más detalle cada una de estas técnicas.

2.1.2.1. Reducción de inputs

En este apartado se presentan dos técnicas habitualmente empleadas para simplificar las series temporales de las dinámicas marea astronómica, oleaje y río.

Aplicación a la marea astronómica

Para reducir el input de marea astronómica se utiliza la técnica conocida como "marea morfológica" (MMf). La marea morfológica se basa en la idea de Latteaux (1995) y se define como la marea que produce el mismo patrón de transporte de sedimentos y de cambio morfológico que el que se produce durante un ciclo de mareas vivas-muertas.

Lesser (2009) describe un método estándar con base en la idea de Latteaux y en estudios previos desarrollados por Delft Hydraulics. Este método puede describirse del siguiente modo: en primer lugar, se realiza el análisis armónico de la serie de nivel y se comprueba la relación existente entre las amplitudes de las componentes de marea O1, K1, M2 y M4.

- Si se cumple la relación $2 \cdot O1 \cdot K1 < M2 \cdot M4$, significa que la interacción no lineal entre las componentes de marea O1, K1 y M2 no es importante. En este caso la marea morfológica se elige como aquella marea de amplitud (A_{MM}) y periodo (T_{MM}) definidos de la siguiente forma:

$$A_{MM} = f1 \cdot M2$$

$$T_{MM} = 12 \text{ horas}$$

Donde f1 es un factor amplificador y M2 es la amplitud de la componente de marea M2.

- Si $2 \cdot O1 \cdot K1 > M2 \cdot M4$, entonces la amplitud (A_{MM}) y el periodo (T_{MM}) de la marea morfológica se definen como:

$$A_{MM} = f2 \cdot M2 + C1; C1 = \sqrt{2 \cdot O1 \cdot K1}$$

$$T_{MM} = 24 \text{ horas}$$

Donde f2 es un factor de calibración que permite tener en cuenta el transporte de sedimentos residual debido a efectos no mareales, C1 es la amplitud de una componente artificial de marea y M2, O1 y K1 son las amplitudes de las componentes de marea M2, O1 y K1, respectivamente

Como se verá en el capítulo 5, para definir la marea morfológica en este estudio se utilizará la primera aproximación descrita ya que, en el estuario de Villaviciosa, la interacción no lineal de las componentes O1, K1 y M2 no es relevante.

Aplicación al oleaje y río

El estado morfológico medio de los estuarios depende de las condiciones medias de oleaje y río, mientras que los eventos extremos son los que caracterizan la variabilidad morfológica en torno a dicha configuración media. Por lo tanto, con objeto de seleccionar las condiciones medias de oleaje (H_s , T_p , θ) y río (Q_i , Q_s) representativas de la zona de estudio, se propone el uso de la técnica estadística de clasificación K-medias.

La técnica de clasificación K-medias divide el conjunto de datos de partida, en este caso las variables de oleaje y río, en un determinado número de subconjuntos (N_c). Cada subconjunto está representado por un centroide o prototipo (C_i) y está constituido por los datos para los cuales ese prototipo es el más cercano. El proceso de clasificación consta de los siguientes pasos: en primer lugar, se establece el número de grupos deseado, a continuación, se inicializan los prototipos y finalmente, el algoritmo procede de forma iterativa moviendo estos centroides hasta minimizar la varianza total intra-grupos (Hastie et al., 2001), es decir, al final del proceso, para cada subconjunto de datos debe cumplirse que la suma de distancias entre el prototipo y los datos es mínima.

2.1.2.2. Aceleración morfológica

Como se ha mencionado, la técnica de "aceleración morfológica" se basa en las distintas escalas temporales que caracterizan los procesos hidrodinámicos (más rápidos) y los morfodinámicos (más lentos) para acelerar las simulaciones numéricas mediante el empleo de un factor, el factor morfológico (M_f).

M_f es un coeficiente que multiplica los cambios producidos en el lecho en cada paso de tiempo hidrodinámico, de modo que la duración de la simulación morfológica (T_{morfo}) es el resultado del producto de M_f por la duración de la simulación hidrodinámica (T_{hidro}):

$$M_f = \frac{T_{morfo}}{T_{hidro}} \quad (2.2)$$

Por lo tanto, la utilización de dicho coeficiente permite reducir el tiempo de simulación necesario.

2.1.2.3. Selección de escenarios

En este estudio, cuyo objeto es evaluar el efecto morfológico que produciría el aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$), se propone realizar dos tipos de simulaciones a largo plazo: una que incluya como forzamiento las predicciones de $\Delta\eta$ y un segundo tipo que no lo considere. De este modo, el efecto morfológico del $\Delta\eta$ se obtendrá como la diferencia entre las batimetrías resultantes en ambos tipos de simulaciones.

Además, para evaluar la sensibilidad respecto de las dinámicas de los resultados morfodinámicos a largo plazo, se van a plantear distintos casos, denominados escenarios. Estos escenarios surgen de combinar las diferentes dinámicas consideradas importantes en cada caso de estudio (en Villaviciosa: marea astronómica, río y oleaje). Para cada escenario se aplicarán las técnicas anteriormente descritas: reducción de inputs y aceleración morfológica.

A continuación se describen los escenarios de simulación propuestos para analizar la evolución morfodinámica en un periodo de tiempo total (T_{morfo}) y las técnicas de reducción de inputs y/o de aceleración morfológicas empleadas en cada uno de ellos.

Escenario E1: Marea astronómica y aumento del nivel del mar

En este escenario los forzamientos considerados son:

- La serie temporal real de marea astronómica (MA) de longitud T_{hidro} .
- El aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2.

Además, para acelerar el proceso morfológico se hace uso de un factor M_f constante ($M_f = T_{\text{morfo}}/T_{\text{hidro}}$).

Escenario E2: Marea astronómica

Este escenario es similar al E1, sólo que en este caso no se incluye el $\Delta\eta$.

Escenario E3: Marea astronómica, río y aumento del nivel del mar

En este escenario se incluyen como forzamientos del modelo:

- La serie temporal real de marea astronómica (MA) de longitud T_{hidro} .
- El aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2.
- Los aportes fluviales medios líquidos (Q_l) y sólidos (Q_s).

Por otro lado, para acelerar el proceso morfológico se hace uso de un factor M_f constante ($M_f = T_{\text{morfo}}/T_{\text{hidro}}$).

Escenario E4: Marea astronómica y río

Este escenario es análogo al E3, sólo que en este caso no se incluye el $\Delta\eta$.

Escenario E5: Marea astronómica, río, oleaje y aumento del nivel del mar

En este escenario los forzamientos seleccionados son: la marea, el aumento del nivel del mar, el río y el oleaje. La estrategia de simulación planteada es algo más compleja que la de los escenarios anteriores y puede describirse del siguiente modo. En primer lugar, se elige una marea morfológica (MM_f) de periodo T_{MM} en función de la relación entre las amplitudes O_1 , K_1 , M_2 y M_4 (véase el apartado 2.1.2.1). A continuación se superpone, a la serie temporal de marea morfológica, el $\Delta\eta$ definido en la figura 2.2. A continuación, se selecciona el número (N_c) y los casos (C_i) representativos de oleaje y aportes fluviales. Finalmente, se procede a la reconstrucción, a partir de los casos seleccionados, de las series sintéticas de dichas dinámicas con las que forzar el modelo morfodinámico. El proceso de reconstrucción se muestra en la figura 2.3 y consta de los siguientes pasos:

- Primero se elige la unidad de tiempo morfológico (t_{morfo}) en el que puede asumirse que la tasa de transporte de sedimentos residual no depende de la cronología de los eventos. Para determinar el t_{morfo} adecuado de la zona de estudio es necesario realizar un análisis de clima marítimo.
- A continuación se establece, para cada unidad de tiempo morfológico (t_{morfo}), una secuencia aleatoria de las N_c condiciones de oleaje y río seleccionadas.
- Cada una de las condiciones de oleaje y río (C_i) será simulada durante un ciclo de marea morfológica (T_{MM}). Por lo tanto, para que los N_c ciclos hidrodinámicos representen la unidad de tiempo morfológico elegido (t_{morfo}), se aplica a cada condición de oleaje, río y marea un factor morfológico (M_f) dependiente de la probabilidad de ocurrencia de cada caso C_i en cada t_{morfo} (Lesser, 2009).

$$M_f(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{\text{morfo}}}{T_{MM}} \quad (2.3)$$

- Por otra parte, el hecho de haber seleccionado un factor morfológico variable, obliga a tener en cuenta una serie de consideraciones adicionales que permitan al modelo morfodinámico estabilizarse entre condición y condición. Para ello, se intercalan entre las distintas condiciones de las secuencias establecidas, simulaciones de periodos de tiempo de 12 horas hidrodinámicas ($T_{\text{estabilización}}$) con las siguientes características:
 - Marea morfológica (MMf)
 - $\Delta\eta = 0$
 - Condiciones de oleaje y río medias de las situaciones adyacentes
 - $M_f = 0$

Siguiendo el procedimiento anterior, se obtiene que el periodo de tiempo hidrodinámico a simular (T_{hidro}) para obtener la evolución morfológica de un periodo de tiempo determinado (T_{morfo}) depende de la unidad de tiempo morfológico elegida (t_{morfo}), del número de condiciones de oleaje y río seleccionadas (N_C), de la duración de la marea morfológica (T_{MM}) y del tiempo de estabilización elegido ($T_{\text{estabilización}}$):

$$T_{\text{hidro}} = N_C \cdot (T_{MM} + T_{\text{estabilización}}) \cdot n \quad (2.4)$$

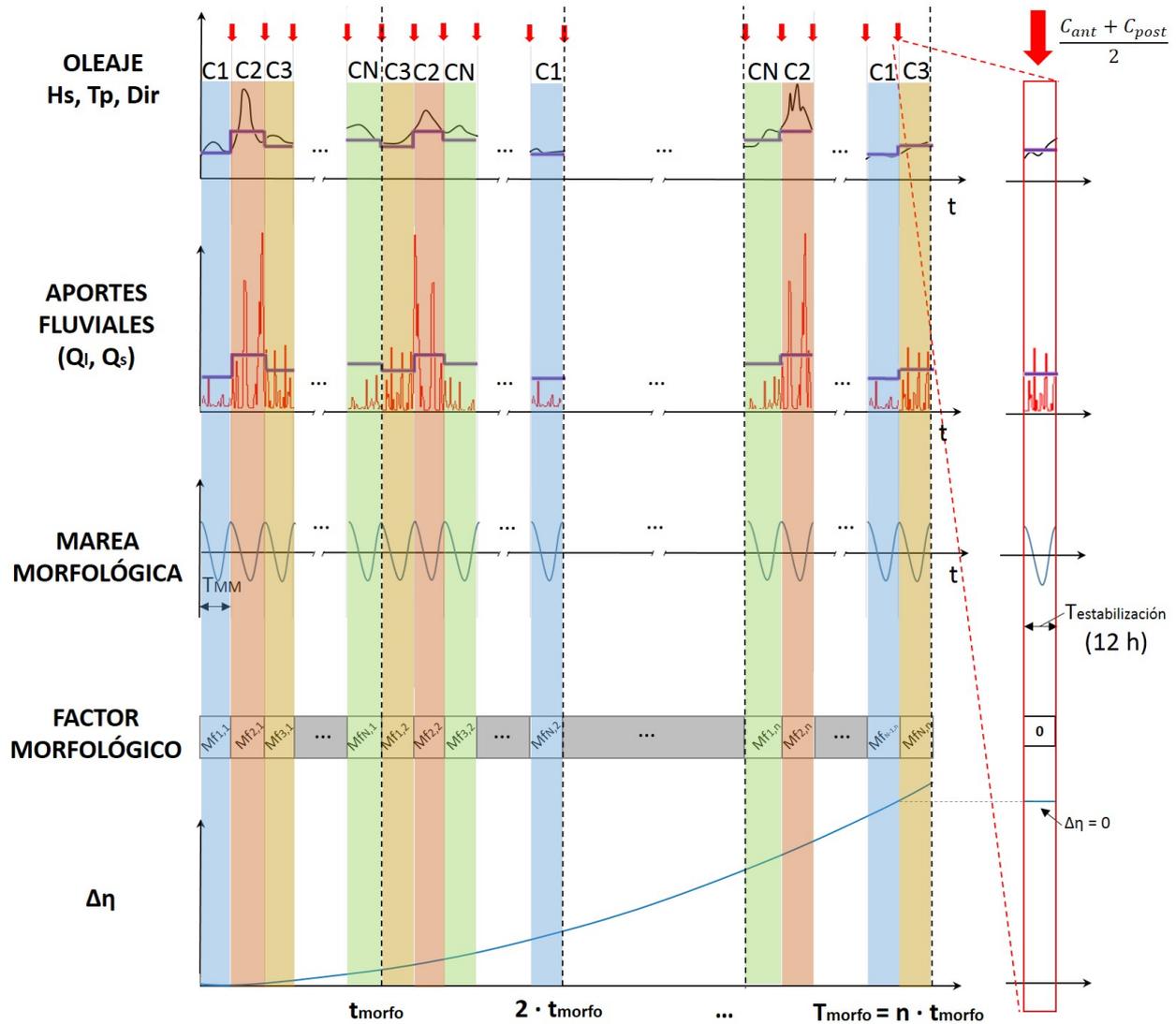
$$n = \frac{T_{\text{morfo}}}{t_{\text{morfo}}}$$

Donde n es el número de unidades de tiempo morfológicas que hay en T_{morfo} .

Escenario E6: Marea astronómica, río y oleaje

Este escenario es semejante al E5, sólo que en este caso no se incluye el $\Delta\eta$ como forzamiento.

Los escenarios E2, E4 y E6 serán utilizados como escenarios de referencia de E1, E3 y E5, respectivamente, para evaluar el efecto de la subida del nivel del mar ($\Delta\eta$).



- T_{morfo} : duración morfodinámica total
- t_{morfo} : unidad de tiempo morfológico en el que la cronología real de los eventos no es relevante
- n : nº de unidades de tiempo morfológicas en T_{morfo}
- T_{MM} : duración de la marea morfológica
- C_i : condiciones representativas de oleaje y caudal
- N_c : nº de condiciones de oleaje y caudal
- $T_{estabilización}$: tiempo de estabilización del modelo morfodinámico

Figura 2.3. Reconstrucción de las series sintéticas de las dinámicas.

La tabla 2.2 recoge las principales características de los escenarios planteados.

| EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA A LARGO PLAZO (T_{morfo}) | | | |
|---|---|-----------|--|
| E1 | 1. Serie real de MA (T_{hidro}) 2. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 3. Mf constante: $Mf = \frac{T_{morfo}}{T_{hidro}}$ | E2 | 1. Serie real de MA (T_{hidro}) 2. - 3. Mf constante $\left(Mf = \frac{T_{morfo}}{T_{hidro}}\right)$ |
| E3 | 1. Serie real de MA (T_{hidro}) 2. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 3. Aportes fluviales medios (Q_l, Q_s) 4. Mf constante $\left(Mf = \frac{T_{morfo}}{T_{hidro}}\right)$ | E4 | 1. Serie real de MA (T_{hidro}) 2. - 3. Aportes fluviales medios (Q_l, Q_s) 4. Mf constante $\left(Mf = \frac{T_{morfo}}{T_{hidro}}\right)$ |
| E5 | 1. Serie de MMf (A_{MM}, T_{MM}) 2. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 3. Reducción de inputs: ▪ oleaje (H_s, T_p, θ) ▪ río (Q_l, Q_s) 4. Mf variable $\left(Mf(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{morfo}}{T_{MM}}\right)$ | E6 | 1. Serie de MMf (A_{MM}, T_{MM}) 2. - 3. Reducción de inputs: ▪ oleaje (H_s, T_p, θ) ▪ río (Q_l, Q_s) 1. Mf variable $\left(Mf(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{morfo}}{T_{MM}}\right)$ |

Tabla 2.2. Escenarios planteados para analizar el efecto del aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$).

Las características específicas de las simulaciones para el estuario de Villaviciosa se detallan en el capítulo 5.

2.1.3. Modelo morfodinámico - Delft3D

Una vez seleccionados los escenarios de evaluación, se procede a la configuración y aplicación en la zona de estudio del modelo morfodinámico.

Los modelos morfodinámicos de procesos se componen de una serie de módulos que describen el movimiento del flujo (olas y corrientes), el transporte de sedimentos y los cambios del fondo, por medio de la resolución de las ecuaciones de la hidrodinámica y de transporte de sedimentos.

Dadas las características del presente estudio, es necesario reducir en la medida de lo posible la carga computacional necesaria para llevar a cabo el modelado. Por este motivo, además de la utilización de las técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica descritas en el apartado 2.1.2, se ha planteado el uso de mallas curvilíneas que permiten el empleo de una resolución variable adaptándose a las necesidades del estudio. Debido a las facilidades que ofrece en este sentido, se ha optado por utilizar el modelo numérico Delft3D (Roelvink y van Banning, 1994; WL/Delft Hydraulics, 2011). En el Anejo I se presenta una descripción detallada de dicho modelo.

Calibración/validación del modelo

Con carácter previo a la utilización de cualquier modelo numérico, debe llevarse a cabo su calibración y su validación.

El proceso de calibración consiste en cuantificar el valor óptimo de los distintos parámetros del modelo comparando, a través de una serie de descriptores estadísticos, los resultados obtenidos numéricamente con los datos instrumentales disponibles. El método ideal de calibración (véase la figura 2.4) se basa en el empleo de una función

que optimice, a través de un proceso iterativo, el valor de los descriptores utilizados encontrando la solución global óptima.

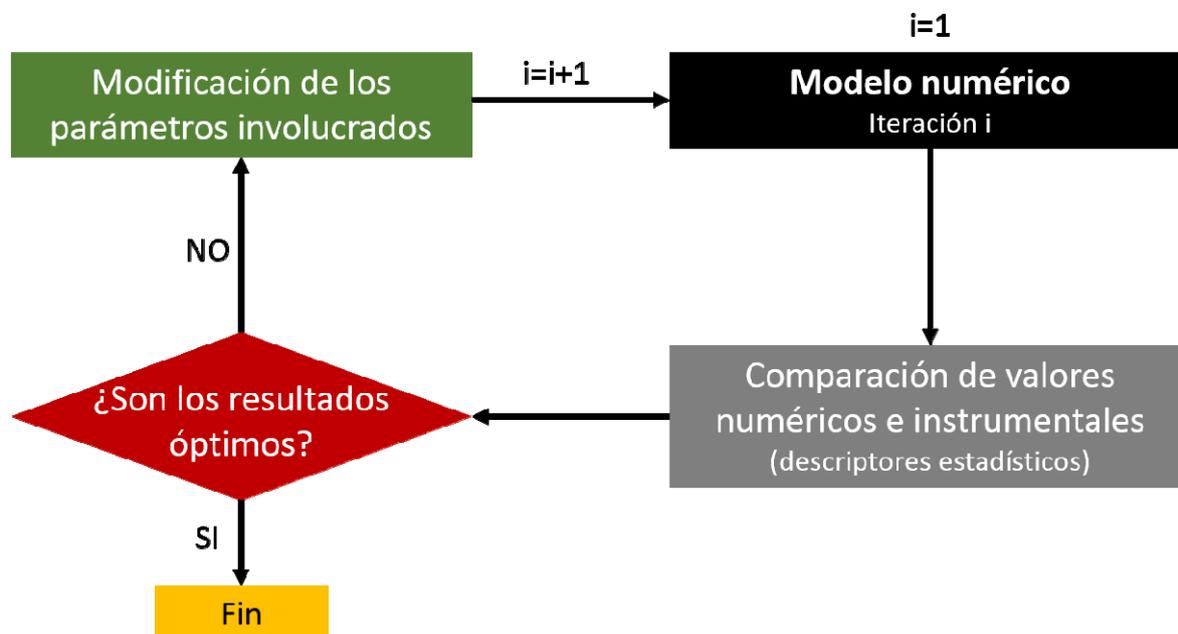


Figura 2.4. Metodología general de calibración.

La etapa de validación consiste en analizar el comportamiento del modelo en periodos de tiempo diferentes a los empleados para calibrar. Durante este proceso, el modelo debe estar configurado con los valores de los coeficientes obtenidos en la calibración, comprobando de este modo su aplicabilidad en cualquier situación.

Los descriptores estadísticos más utilizados para calibrar y validar los modelos son:

- **Índice Skill (s).** Este estadístico ha sido aplicado de forma satisfactoria por diversos autores como Wilmott (1981) y Ma (2011). Este descriptor se presenta de forma estandarizada reflejando el nivel de precisión en el que las variables simuladas estiman las observadas:

$$s = 1 - \frac{\sum_1^n |x_{\text{mod}} - x_{\text{obs}}|^2}{\sum_1^n (|x_{\text{mod}} - \bar{x}_{\text{obs}}| + |x_{\text{obs}} - \bar{x}_{\text{obs}}|)^2} \quad (2.5)$$

Donde x_{obs} son los datos instrumentales, x_{mod} los resultados del modelo y n la longitud de ambas series.

Un perfecto acuerdo entre los resultados del modelo y las observaciones implica valores del parámetro skill igual a 1 ($s=1$), mientras que un completo desacuerdo se asocia con el valor cero ($s=0$).

- **Coefficiente de correlación (p).** Indica la variación total de los datos que es explicada por la línea de regresión, es decir, mide la bondad del ajuste realizado entre los datos modelados y los observados.

$$\rho = \sqrt{\frac{\sum_1^n (x_{obs} - \overline{x_{mod}})^2}{\sum_1^n (x_{obs} - \overline{x_{mod}})^2 + \sum_1^n (x_{obs} - x_{mod})^2}} \quad (2.6)$$

- **Error cuadrático medio (RMSE).** Se define como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^n (x_{obs} - x_{mod})^2}{n}} \quad (2.7)$$

En un modelo morfodinámico de procesos es necesario calibrar y validar los parámetros que intervienen en los diferentes módulos utilizados. Para ello es preciso contar con las siguientes bases de datos:

- *Módulo hidrodinámico.* El módulo hidrodinámico necesita ajustar principalmente los coeficientes de rugosidad por fondo (C) y de viscosidad de remolino (ϵ). Para ello, es necesario disponer de datos instrumentales de nivel, corrientes y caudal fluvial, en intervalos de al menos 1 mes, en diferentes épocas estacionales de la zona de estudio (por ejemplo, en España podría ser suficiente tener 1 mes de datos en verano y 1 mes de datos en invierno para caracterizar correctamente la hidrodinámica de la zona).

Los datos de nivel en la zona exterior de los estuarios pueden extraerse de los mareógrafos más cercanos al área de estudio (en la figura 2.5 se muestra la red española de mareógrafos de Puertos del Estado). Sin embargo, para obtener el nivel, las corrientes y el caudal fluvial en la zona interior, es necesario llevar a cabo campañas de campo.



Figura 2.5. Red de mareógrafos de Puertos del estado (Fuente: <http://www.puertos.es>).

- *Módulo de oleaje.* Para aplicar el módulo de oleaje se necesita calibrar y validar, fundamentalmente, el coeficiente de fricción por fondo (C_b). Con este fin, es habitual utilizar los datos de oleaje registrados por boyas (en la figura 2.6 se muestra la red de boyas perteneciente a Puertos del Estado).



Figura 2.6. Red de boyas de Puertos del estado (Fuente: <http://www.puertos.es>).

- *Módulo de transporte de sedimentos.* Las ecuaciones de transporte de sedimentos emplean una serie de coeficientes de ajuste que es necesario calibrar:
 - Coeficiente multiplicador del transporte en suspensión debido a las corrientes (Sus).
 - Coeficiente multiplicador del transporte por fondo debido a las corrientes (Bed).
 - Coeficiente multiplicador del transporte en suspensión debido al oleaje (SusW).
 - Coeficiente multiplicador del transporte por fondo debido al oleaje (BedW).
 - Coeficiente que tiene en cuenta la pendiente del lecho transversal al flujo (α_{bn}).

Para calibrar y validar estos parámetros morfodinámicos es necesario contar con: batimetrías históricas, registros de las presiones antrópicas a las que históricamente han sido sometidos los estuarios, medidas de los caudales sólidos fluviales y aportes sedimentarios del mar exterior.

2.2. Modelos de equilibrio

Diversos autores han estudiado la morfología media de los estuarios proponiendo relaciones empíricas en función de los parámetros del estuario, dentro de los cuales el más relevante es el prisma de marea. Algunas de estas relaciones tomadas de Van Dongeren (1992), son las que se presentan a continuación.

El área de la sección transversal de la desembocadura es directamente proporcional al prisma de marea del estuario (O'Brien, 1969):

$$A_c = A \cdot \Omega \quad (2.8)$$

Donde A_c es el área de la sección transversal de la desembocadura en media marea (m^2), Ω es el prisma de marea correspondiente a una marea viva (m^3) y A es el coeficiente de ajuste.

La sección transversal A_c representa el área crítica. La sección no podrá ser menor que A_c , ya que la velocidad de la corriente se incrementaría erosionando el sedimento y recuperando la sección de equilibrio. Tampoco podrá ser mayor que A_c , puesto que la velocidad de la corriente mareal disminuiría depositándose sedimento y nuevamente recuperando el área de equilibrio. Por lo tanto, puede decirse que a largo plazo la desembocadura tiende a presentar una sección crítica en equilibrio dinámico.

También relacionado con este parámetro (Ω), Walton y Adams (1976) plantearon una relación del volumen de sedimento de los bajos exteriores en función de Ω con la siguiente estructura:

$$V = B \cdot \Omega^C \quad (2.9)$$

Donde V es el volumen de sedimento de los bajos exteriores (m^3) y B y C son las constante de proporcionalidad.

En cuanto al interior del estuario, Renger y Eysink desarrollaron formulaciones que relacionan el volumen de los canales mareales con el prisma de marea. Renger (1976) propuso una relación del tipo:

$$V_{MLW} = D \cdot \Omega^E \quad (2.10)$$

Donde V_{MLW} es el volumen (m^3) de los canales mareales con respecto al nivel de bajamar y D y E son los coeficientes de proporcionalidad.

Por su parte, Eysink (1990) hizo lo propio considerando el volumen de los canales respecto de media marea.

Finalmente, existe otra relación empírica propuesta por Eysink (1990) y Renger y Partensky (1974) que relaciona el área total de la bahía con el área de los bajos interiores y toma la siguiente forma:

$$\frac{A_f}{A_b} = 1 - F \cdot A_b^G \quad (2.11)$$

Donde A_b representa el área total de la bahía (en km^2), A_f representa el área total de los bajos interiores medidos respecto del nivel de bajamar (en km^2) y F y G son las constantes de proporcionalidad.

A partir de estas relaciones se puede deducir que la única forma de alterar la morfología de equilibrio de un estuario es actuando sobre el prisma de marea (Ω). Este parámetro (Ω) puede verse afectado tanto por la variación del nivel medio del mar ($\Delta\eta$) debida al cambio climático como por el crecimiento de la cota de los bajos interiores (α). La variación del prisma de marea en un instante dado puede expresarse según la ecuación 2.1.

Por consiguiente, si la tasa de generación interna de sedimento es suficiente para que la cota de los bajos interiores aumente conforme se produce el aumento del nivel del mar

($\alpha = \Delta\eta$) se mantendrá el equilibrio dinámico y $\Delta\Omega = 0$. En este caso, los elementos morfológicos del estuario permanecerán inalterados. En caso contrario ($\alpha < \Delta\eta$), el prisma de marea aumentará ($\Delta\Omega > 0$) con los consiguientes efectos morfológicos asociados.

A continuación se desarrollan las expresiones que permiten evaluar dichos efectos asumiendo que el área de la bahía (A_b) se mantiene constante con el aumento del nivel del mar. Esta hipótesis es admisible en los estuarios objeto de estudio debido a la confinación a la que se encuentran sometidos por la disposición de sus márgenes.

- Efecto del aumento del prisma de marea en los bajos interiores

Si el aumento de cota de los bajos interiores es menor que el aumento del nivel del mar ($\alpha < \Delta\eta$), los bajos interiores presentarán un déficit de volumen respecto a la situación de equilibrio inicial que será igual al $\Delta\Omega$ experimentado. De este modo se tiene:

$$V_f = V_{f,eq} + \Delta V_f \quad (2.12)$$

$$\Delta V_f = (\Delta\eta - \alpha) \cdot A_f$$

Donde:

V_f : volumen de sedimento contenido en los bajos interiores (m^3)

$V_{f,eq}$: volumen de equilibrio de los bajos interiores (m^3)

ΔV_f : déficit de volumen de los bajos interiores debido al $\Delta\Omega$ (m^3)

Los bajos interiores comenzarán a recuperar su equilibrio dinámico cuando la tasa del aumento de su cota supere la tasa de aumento del nivel del mar. A partir de este momento el tiempo que tardará en reestablecer el equilibrio dinámico vendrá dada por la siguiente función exponencial (Agudo, 2013):

$$V_f = V_{f,eq} \cdot (1 - e^{-\alpha_r t}); \quad \alpha_r = \alpha - \Delta\eta > 0 \quad (2.13)$$

- Efecto del aumento del prisma de marea en la sección de la desembocadura

Teniendo en cuenta la relación que establece que el área de la sección crítica de la desembocadura es proporcional al prisma de marea (ecuación 2.8), se puede establecer la relación entre la variación del área de la sección crítica de la desembocadura y el aumento del nivel del mar:

$$A_{eq,act} = A \cdot \Omega_{act} \quad (2.14)$$

$$A_{eq,fut} = A \cdot (\Omega_{act} + \Delta\Omega)$$

Donde:

$A_{eq,act}$: área de la sección de equilibrio actual (m^2)

$A_{eq,fut}$: área de la sección de equilibrio futura (m^2)

Ω_{act} : prisma de marea actual (m^3)

A: coeficiente de proporcionalidad

Reagrupando términos:

$$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq, act}} = \frac{A_{eq, fut} - A_{eq, act}}{A_{eq, act}} = \frac{\Delta \Omega}{\Omega_{act}} \quad (2.15)$$

$$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq, act}} = \frac{(\Delta \eta - \alpha) \cdot A_f}{\Omega_{act}}$$

Donde ΔA_{eq} es la variación del área de equilibrio de la boca de la desembocadura (m^2).

Según la expresión obtenida, la variación del área de equilibrio de la bocana del estuario es directamente proporcional a la variación del prisma de marea e inversamente proporcional al prisma de marea.

- Efecto del aumento del prisma de marea en el volumen del bajo exterior

El efecto del aumento del nivel del mar en el volumen de sedimento contenido por el bajo exterior puede ser cuantificado a partir de la ecuación 2.9:

$$V_{eq, act} = B \cdot \Omega_{act}^C \quad (2.16)$$

$$V_{eq, fut} = B \cdot (\Omega_{act} + \Delta \Omega)^C$$

Donde:

$V_{eq, act}$: volumen de equilibrio actual del bajo exterior (m^3)

$V_{eq, fut}$: volumen de equilibrio futuro del bajo exterior (m^3)

B y C: coeficientes de proporcionalidad

Reagrupando términos:

$$\frac{\Delta V_{eq}}{V_{eq, act}} = \frac{V_{eq, fut} - V_{eq, act}}{V_{eq, act}} = \left(1 + \frac{\Delta \Omega}{\Omega_{act}}\right)^C - 1 \quad (2.17)$$

$$\frac{\Delta V_{eq}}{V_{eq, act}} = \left(1 + \frac{(\Delta \eta - \alpha) \cdot A_f}{\Omega_{act}}\right)^C - 1$$

Donde ΔV_{eq} es la variación del volumen de equilibrio del bajo exterior (m^3).

Según esta expresión, la variación del volumen del bajo exterior depende de la variación del prisma de marea del estuario, del prisma de marea actual y del coeficiente de proporcionalidad C.

- Efecto del aumento del prisma de marea en el volumen de los canales mareales

El efecto del aumento del nivel del mar en el volumen de los canales mareales se cuantifica según la siguiente formulación (véase la ecuación 2.10):

$$V_{MLW_{eq, act}} = D \cdot \Omega_{act}^E \quad (2.18)$$

$$V_{MLW_{eq, fut}} = D \cdot (\Omega_{act} + \Delta \Omega)^E$$

Donde:

$V_{MLW_{eq,act}}$: volumen de equilibrio actual de los canales mareales respecto del nivel de bajamar (m^3)

$V_{MLW_{eq,fut}}$: volumen de equilibrio futuro de los canales mareales respecto del nivel de bajamar (m^3)

D y E: coeficientes de proporcionalidad

Reagrupando términos:

$$\frac{\Delta V_{MLW_{eq}}}{V_{MLW_{eq,act}}} = \frac{V_{MLW_{eq,fut}} - V_{MLW_{eq,act}}}{V_{MLW_{eq,act}}} = \left(1 + \frac{\Delta\Omega}{\Omega_{act}}\right)^E - 1 \quad (2.19)$$

$$\frac{\Delta V_{MLW_{eq}}}{V_{MLW_{eq,act}}} = \left(1 + \frac{(\Delta\eta - \alpha) \cdot A_f}{\Omega_{act}}\right)^E - 1$$

Donde $\Delta V_{MLW_{eq}}$ es la variación del volumen de equilibrio de los canales mareales (m^3).

Según esta expresión, la variación del volumen de los canales mareales depende de la variación del prisma de marea del estuario, del prisma de marea actual y del coeficiente de proporcionalidad E.

El valor más adecuado de los coeficientes de proporcionalidad ha sido estudiado por diversos autores en diferentes tipos de estuarios. Hume y Herdenfort (1993) estudiaron la relación de equilibrio entre el prisma de marea (Ω) y el área de la sección crítica (A_c) en distintos tipos de estuarios situados en Nueva Zelanda. Obtuvieron que la relación $A_c = A \cdot \Omega^n$, donde A y n son constantes, puede ser aplicada a una amplia tipología de estuarios utilizando diferentes valores de los coeficientes de proporcionalidad.

La metodología propuesta consiste en aplicar las ecuaciones 2.12, 2.15, 2.17 y 2.19 para cuantificar el efecto del aumento del nivel del mar sobre los elementos morfológicos de los estuarios: bajos interiores, desembocadura, bajo exterior y canales mareales, respectivamente. Para ello es necesario desarrollar una serie de pasos. En primer lugar, con base en las batimetrías disponibles se estiman las características morfológicas actuales de los estuarios objeto de estudio: área de la sección crítica (A_c), volumen de sedimento contenido en el bajo exterior (V), volumen de los canales mareales (V_{MLW}), área de la bahía (A_b), área y volumen de los bajos interiores (A_f y V_f) y prisma de marea (Ω). A continuación, se determinan los coeficientes de proporcionalidad necesarios (C y E) por medio de curvas de ajuste entre V y V_{MLW} actuales de los estuarios y su prisma de marea (Ω). Una vez obtenidos los coeficientes de proporcionalidad, se evalúan los cambios morfológicos utilizando dichas ecuaciones.

Llegados a este punto, es necesario señalar que los resultados obtenidos al aplicar esta metodología están muy condicionados por la disponibilidad de datos batimétricos de detalle iniciales actuales e históricas.

3. DATOS DE PARTIDA

En este capítulo se describen las diferentes bases de datos utilizadas para la aplicación de la metodología basada en modelado de procesos en el estuario de Villaviciosa.

Como se ha mencionado en el apartado 1.2.3, para aplicar los modelos de procesos es necesario contar con una serie de datos de partida iniciales básicos: batimetrías de detalle actuales, batimetrías históricas, datos de actuaciones antrópicas, caracterización sedimentológica del fondo, series históricas de las dinámicas y aportes sedimentarios.

En el presente estudio se dispone de:

- Batimetrías actuales de detalle en zonas concretas del estuario.
- Caracterización sedimentológica del fondo.
- Datos de las dinámicas: marea astronómica, marea meteorológica, oleaje y datos de precipitación.

En los apartados siguientes se describen en detalle dichas bases de datos.

3.1. Batimetría

La información sobre el fondo marino es clave en cualquier estudio que involucre el análisis de las corrientes marinas. La información topográfica y batimétrica disponible en Villaviciosa procede de diversas fuentes.

Por un lado, se cuenta con información topográfica del año 2003 procedente del Visor cartográfico del Gobierno del Principado de Asturias (<http://sitpa.cartografia.asturias.es>). Estos datos permiten caracterizar los bajos interiores.

La batimetría en la zona exterior del estuario ha sido definida de forma general, con ayuda de la carta náutica 936 del IHM y de modo particular, en el área comprendida entre la Punta de Rodiles y la desembocadura, con la batimetría de detalle del año 2010 proporcionada por el Servicio de Puertos e Infraestructuras del Transporte del Gobierno del Principado de Asturias. Esta batimetría permite a su vez caracterizar la parte interior comprendida entre la bocana y la zona del puerto. Por su parte, la zona más interna de las canales ha sido definida con los datos registrados durante la campaña de campo batimétrica descrita en el capítulo 4.

La figura 3.1 muestra la batimetría resultante de la combinación de las diferentes fuentes de datos.

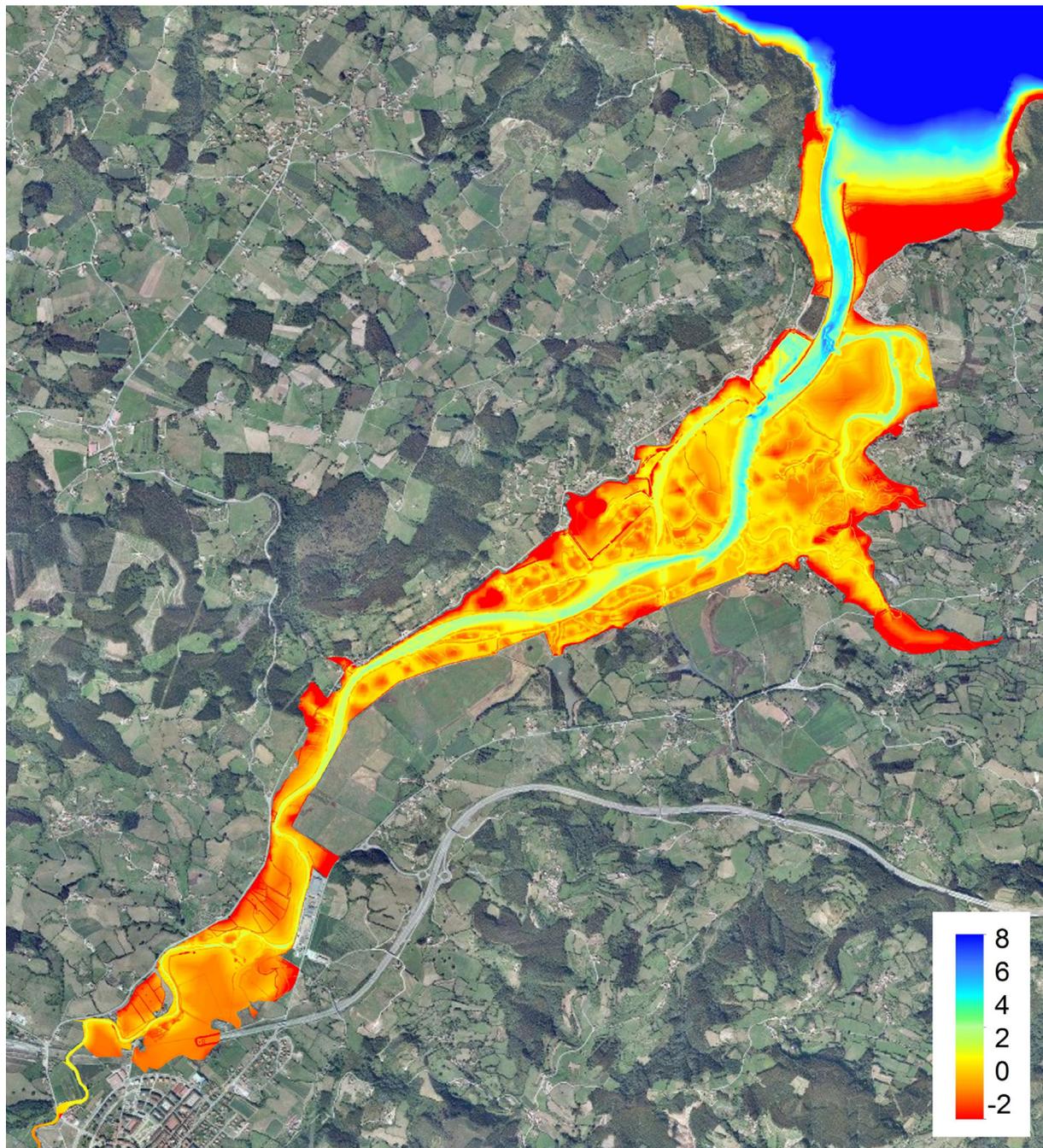


Figura 3.1. Batimetría del estuario de Villaviciosa (Profundidad respecto del NMM local).

3.2. Caracterización sedimentológica del fondo

Un requisito indispensable para aplicar la metodología basada en modelado es conocer la naturaleza sedimentaria del fondo. En base a los trabajos de Flor-Blanco y Flor (2009) y Flor y Flor-Blanco (2013) pueden distinguirse una serie de unidades morfosedimentarias en dicho estuario y cada una de ellas se caracteriza por estar constituida por arenas, fangos o cantos y gravas (véase la figura 3.2).

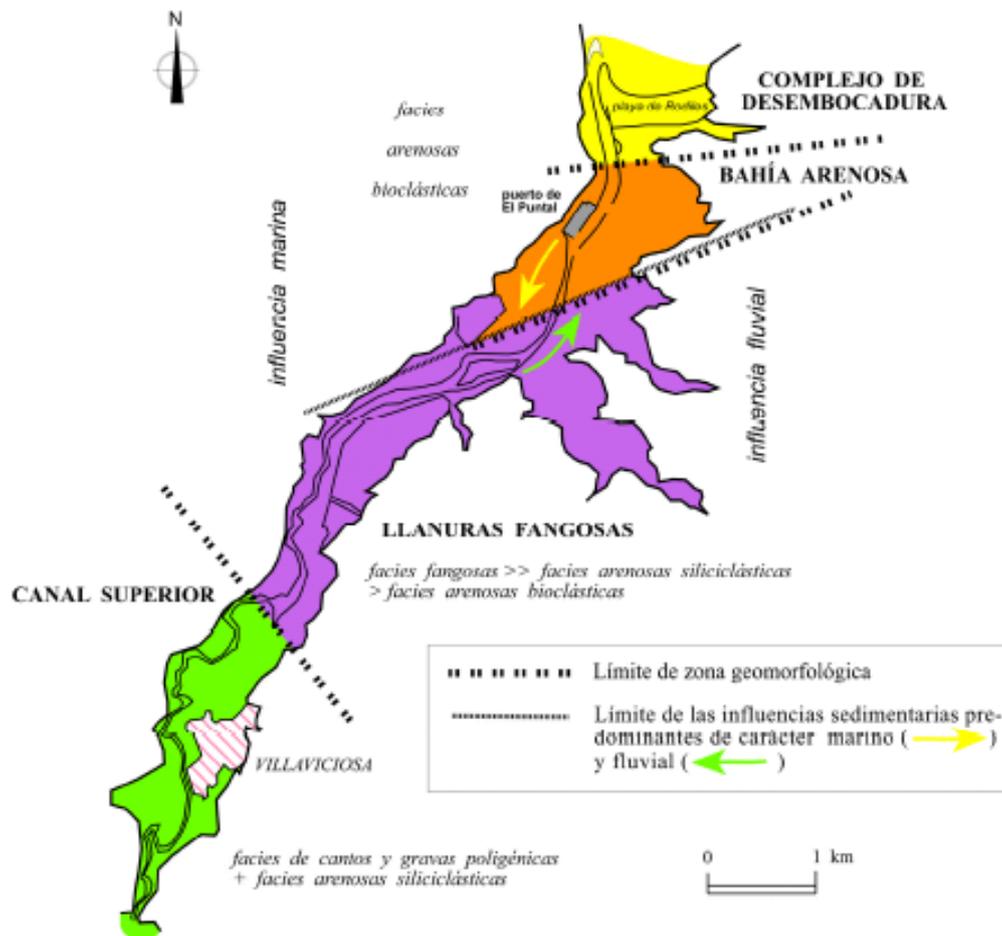


Figura 3.2. Esquema de la zonación geomorfológica longitudinal a gran escala del estuario de Villaviciosa (Fuente: Flor, G. y Flor-Blanco, G., 2013).

3.3. Dinámicas

Las principales dinámicas que intervienen en la evolución morfológica a largo plazo de un estuario son la marea, el oleaje y el río. En concreto, el prisma de marea, volumen de agua que entra y sale de un estuario durante los ciclos de mareas vivas, es el parámetro fundamental en los estuarios del norte de España.

A continuación se describen las bases de datos disponibles en la zona de estudio de: marea astronómica, marea meteorológica, oleaje y precipitación. Los datos de precipitación serán utilizados para caracterizar los aportes fluviales de la cuenca.

3.3.1. Marea astronómica

Para caracterizar la onda de marea astronómica en el exterior de los estuarios objeto de estudio se han utilizado los datos procedentes del mareógrafo de Gijón suministrados por el Área de Conocimiento de Medio Físico de Puertos del Estado.

En la figura 3.3 se muestra la red española de mareógrafos.

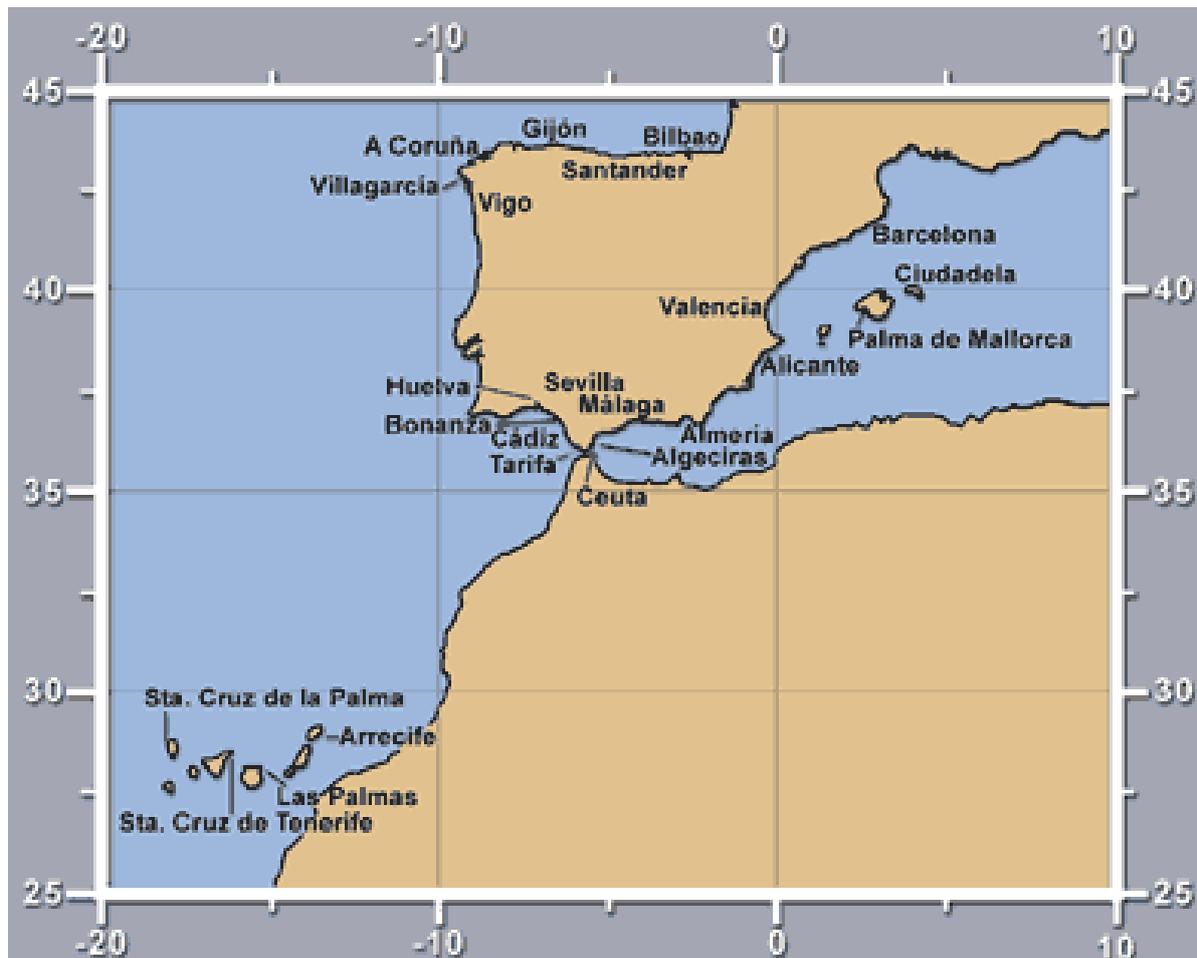


Figura 3.3. Red de mareógrafos. (Fuente: www.fomento.es).

3.3.2. Marea meteorológica

Los datos de marea meteorológica empleados en este estudio proceden de la serie de reanálisis (enero 1948 – junio 2014) de alta resolución para el sur de Europa GOS (Global Ocean Surges) de IHCantabria (Cid et al., 2014). Esta base de datos cuenta con una malla de resolución espacial $1/8^{\circ}$ y resolución temporal de 1 hora.

Este reanálisis fue obtenido a través del modelo de circulación oceánica tridimensional ROMS (Haidvogel et al., 2000; Warner et al., 2008) utilizando forzamientos de alta resolución procedentes del downscaling dinámico SeaWind-NCEP (campos de viento y presión) y como batimetría la base de datos de 2 minutos de resolución ETOPO2 (véase la figura 3.4).

Esta serie ha sido validada con datos instrumentales de mareógrafos de REDMAR (Red de mareógrafos de Puertos del Estado), localizados tanto en el Atlántico como en el Mediterráneo (Cid et al., 2014).

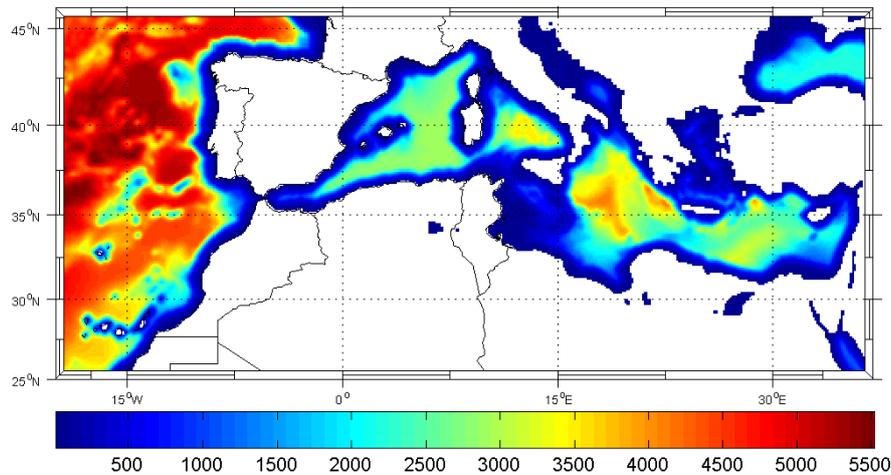


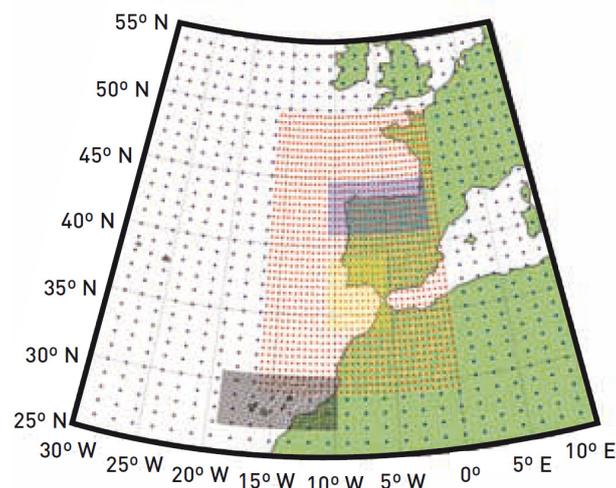
Figura 3.4. Dominio de cálculo y batimetría de GOS.

3.3.3. Oleaje

Global Ocean Waves (GOW)

Para caracterizar el oleaje en profundidades indefinidas se ha utilizado la base de datos de reanálisis GOW (Global Ocean Waves) de IHCantabria (Regero et al., 2012). Esta base de datos se ha generado a partir del modelo de oleaje de tercera generación desarrollado por NOAA-NCEP WaveWatch III (Tolman, 2002) forzado con el reanálisis atmosférico de NCEP/NCAR.

El reanálisis GOW se estructura en distintas escalas espaciales. Por un lado presenta una malla global con una resolución espacial de $1.5^\circ \times 1^\circ$. A esta malla global se le han anidado una serie de mallas de detalle con mayor grado de definición. Así, en el litoral español, se ha planteado una malla intermedia para la Península Ibérica con una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. A su vez, la Península Ibérica se ha subdividido en tres mallas de alta resolución de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (véase la figura 3.5).


 Figura 3.5. Mallas del litoral español del reanálisis GOW. Malla global de $1.5^\circ \times 1^\circ$; malla Iberia de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y mallas Cantábrico, Cádiz y Canarias de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$

La cobertura temporal del reanálisis GOW abarca, para la mayor parte de dominio, desde 1948 hasta 2013, siendo actualizada periódicamente, con una resolución temporal horaria.

Esta base de datos ha sido validada en el litoral español con boyas y datos de satélite demostrando la alta fiabilidad de la información proporcionada mediante esta vía (Regero et al., 2012).

Downscaled Ocean Waves (DOW)

Para caracterizar el oleaje en las proximidades el litoral español se dispone de la base de datos de reanálisis DOW (Downscaled Ocean Waves) (Camus et al., 2013) de IHCantabria. Esta base de datos ha sido obtenida, a través de un downscaling híbrido, según el siguiente procedimiento: a partir de la base de datos calibrada GOW se seleccionó y propagó un subconjunto de estados de mar representativos de aguas profundas. La propagación fue realizada a través del uso del modelo de propagación de oleaje SWAN (Booij et al., 1999) con una elevada resolución espacial ($dx \sim 0.005^\circ$ y $dy \sim 0.004^\circ$) sobre una batimetría de detalle. La serie temporal de los estados de mar propagados puede ser reconstruida en cada punto de la malla entre las fechas 01/02/1948 – 31/12/2008 usando una técnica de interpolación no lineal. La capacidad para reproducir las series temporales ha sido validada comparando DOW con los registros de las boyas. En la figura 3.6 se muestran las mallas de propagación empleadas para generar la base de datos DOW en el Cantábrico.

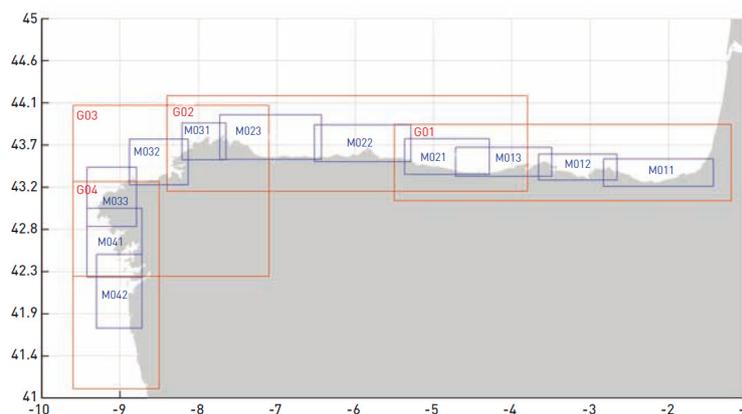


Figura 3.6. Mallas de propagación de oleaje en el Cantábrico.

3.3.4. Precipitación

Datos de pluviómetro

Se dispone de datos diarios de precipitación acumulada entre 1968 y 1998. Estos datos, proporcionados por el Grupo de Meteorología de Santander (UC, CSIC y AEMET), proceden del pluviómetro 1206A situado en Villaviciosa, en el punto de coordenadas UTMX 302812 y UTM Y 4816488 a 20 metros de altitud.

Base de datos Spain02

Spain02 es una base de datos de precipitación diaria y temperatura desarrollada por el Grupo de Meteorología de Santander (UC, CSIC y AEMET) para la Península Ibérica y Baleares. Los productos de esta base de datos han sido construidos utilizando el procedimiento de interpolación a partir de estaciones pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La serie Spain02 utilizada en este proyecto se extiende en el periodo 1971-2010 y tiene una resolución espacial de 0.11° (Herrera et al., 2014).

4. CAMPAÑA DE CAMPO

Dada la inexistencia de datos instrumentales de corrientes necesarios para calibrar/validar el modelo en la zona de estudio, se decidió realizar una salida de campo de 1 día para obtener unos mínimos datos que permitieran valorar la bondad del modelado numérico. Además, se adquirieron datos batimétricos para completar, en la medida de lo posible, la batimetría existente en las zonas donde se detectaron carencias.

Las medidas se realizaron el día 28 de noviembre de 2014 y se emplearon dos equipos de medida propiedad de IHCantabria. El equipo denominado "FlowTracker" (véase la figura 4.1a) se utilizó para medir el caudal fluvial y el Perfilador de Corriente Acústico Doppler (ADP) "River Surveyor" (véase la figura 4.1b) se empleó en medir corrientes en una serie de transectos y en adquirir datos batimétricos a lo largo del estuario.

Nótese que con esta campaña, tan reducida en el tiempo (1 día), no es posible calibrar ni validar un modelo numérico. Sin embargo, es un complemento al estudio que permite estimar el grado de confianza que puede depositarse en el modelado hidrodinámico.

Por otro lado, la calibración y validación del modelado morfodinámico requiere contar con batimetrías históricas y registros de actuaciones humanas en el estuario (rellenos, dragados, etc.) información no disponible en este estudio.

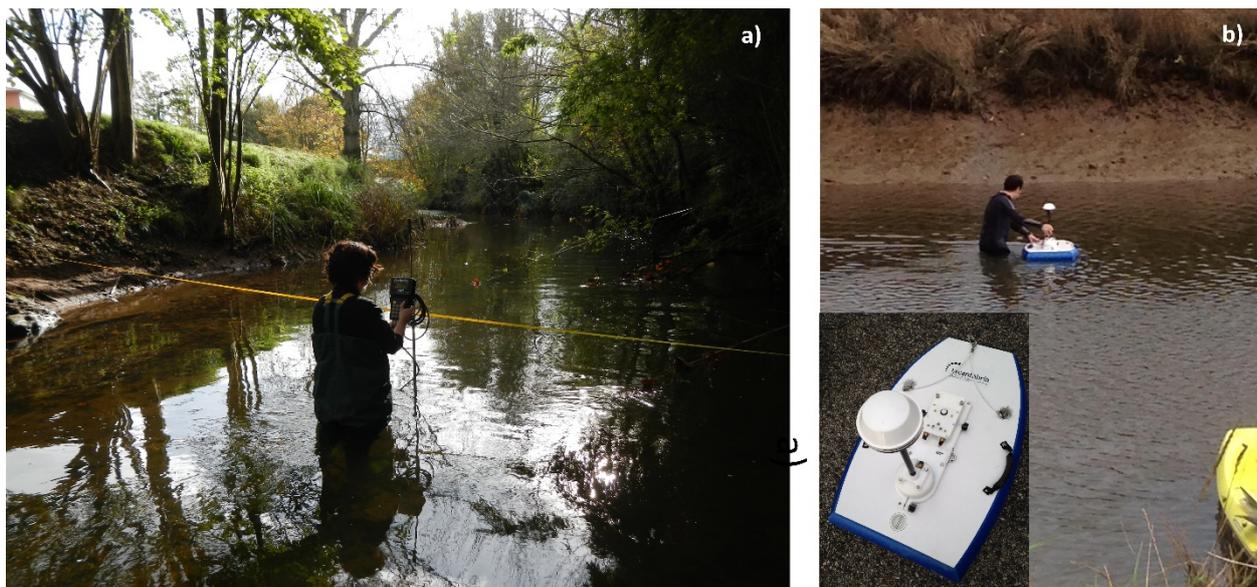


Figura 4.1. Equipos de medida utilizados durante la campaña de campo del 28 de noviembre de 2014 en el estuario de Villaviciosa: a) "Flow Tracker" y b) Perfilador de Corriente Acústico Doppler (ADP) "River Surveyor".

A continuación se describen las variables medidas durante la campaña con los distintos equipos.

4.1. Batimetría

La información batimétrica y topográfica disponible descrita en el capítulo 3 ha sido completada con nuevos datos batimétricos medidos en una serie de perfiles longitudinales (L_i) y transversales (T_i) distribuidos a lo largo del estuario (véase la figura 4.2). Dichos registros han sido obtenidos empleando el equipo "River Surveyor".

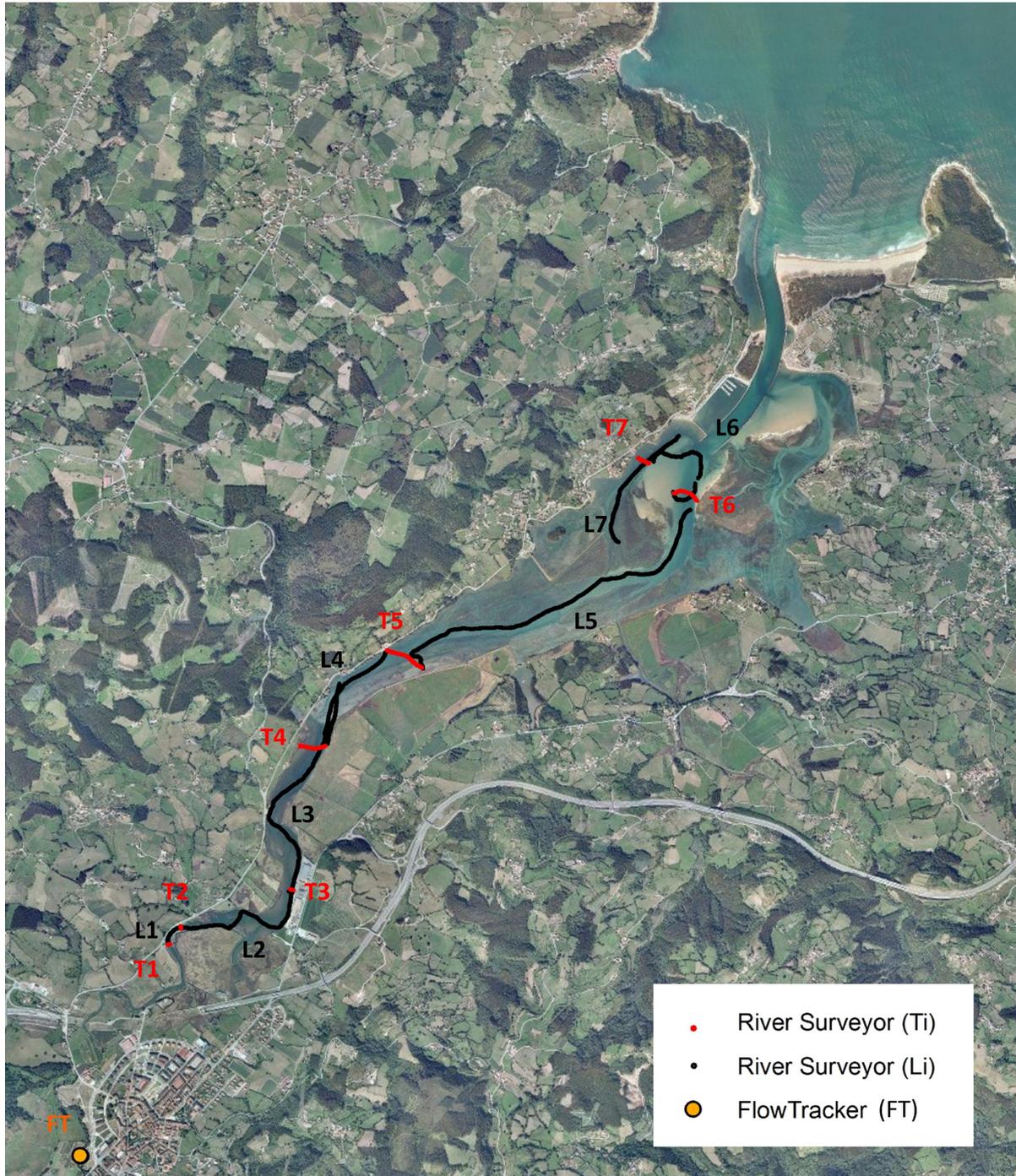


Figura 4.2. Perfiles longitudinales (L_i) y transversales (T_i) donde se registraron medidas con el equipo "River Surveyor" y sección (FT) de medida con el "Flow Tracker".

4.2. Corrientes

Con el equipo "River Surveyor" también se midieron corrientes en los perfiles transversales (T_i). Las corrientes fueron medidas entre las 11:00 de la mañana y las 15:15 del 28 de noviembre de 2014.

En la figura 4.3 se muestra el módulo de las corrientes medidas en los 7 transectos (T_i) así como la hora en la que se tomaron los registros.

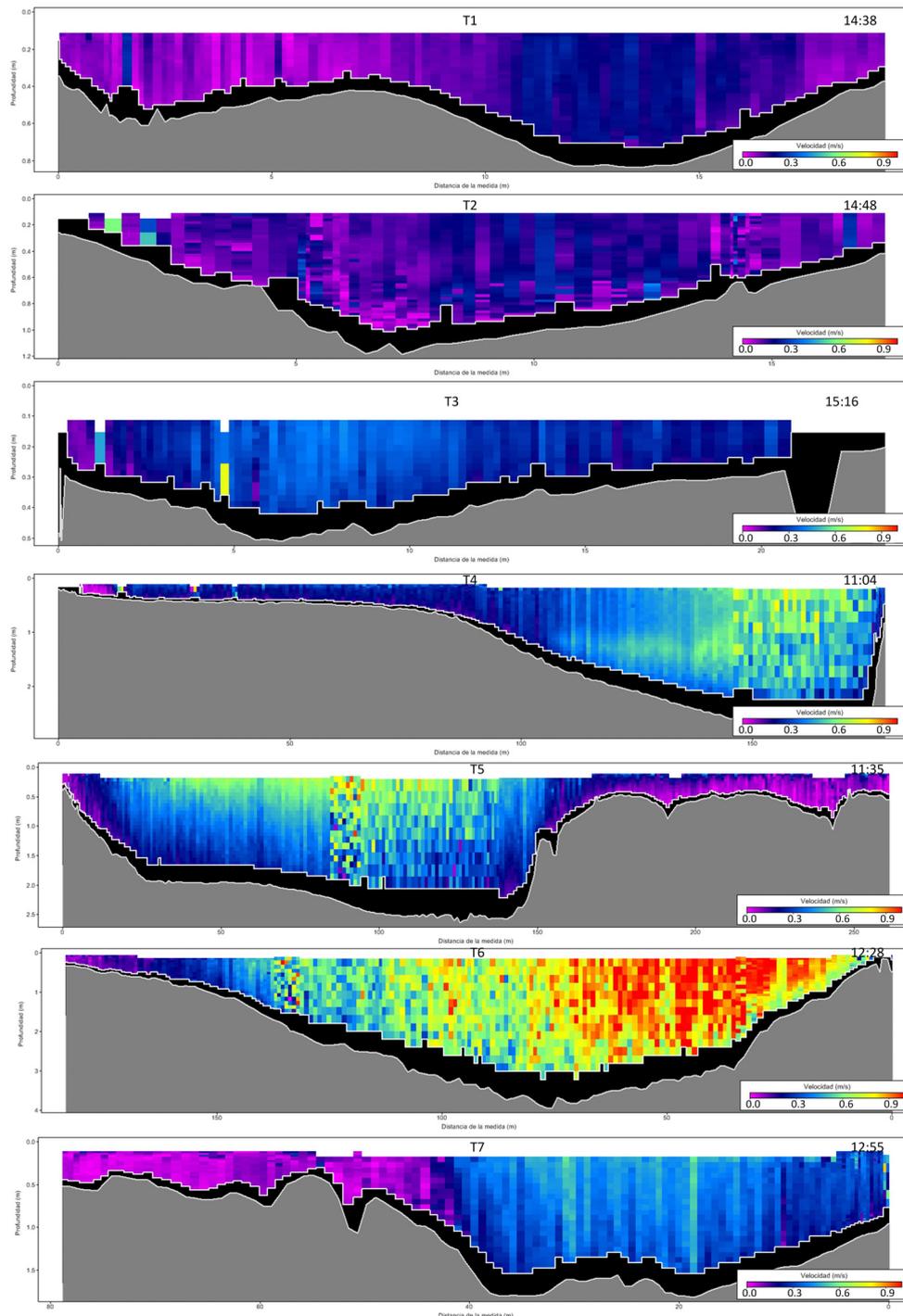


Figura 4.3. Corrientes medidas en los distintos transectos (T_i) del estuario.

4.3. Caudales

Con el objetivo de simular el día de la campaña con el modelo hidrodinámico, se ha medido el caudal fluvial para introducirlo como condición de contorno. Se ha utilizado el equipo "Flow Tracker" en una zona alejada de la influencia mareal donde confluyen los principales aportes fluviales del estuario (véase la figura 4.2). El caudal registrado el día 28 de noviembre de 2014 a las 12:05 de la mañana fue de 1.14 m³/s.

La tabla 4.1 resume las principales características de los datos instrumentales obtenidos durante la campaña de campo.

| Campaña de campo: 28 de noviembre de 2014 | | | | | |
|---|----|-------------------------|---------------------|--------|--------------|
| Equipo | ID | Variable | Localización | Tiempo | Tipo de dato |
| Flow Tracker | L1 | Batimetría | Véase la figura 4.2 | - | Transecto |
| | L2 | | | | |
| | L3 | | | | |
| | L4 | | | | |
| | L5 | | | | |
| | L6 | | | | |
| | L7 | | | | |
| | T1 | Batimetría y corrientes | | 14:38 | |
| | T2 | | | 14:48 | |
| | T3 | | | 15:16 | |
| | T4 | | | 11:04 | |
| | T5 | | | 11:35 | |
| | T6 | | | 12:28 | |
| | T7 | | | 12:55 | |
| River Surveyor | FT | Caudal | 12:05 | | |

Tabla 4.1. Principales características de las bases de datos obtenidas durante la campaña de campo.

En el capítulo 5 se presenta la comparación de las medidas de corrientes con los resultados numéricos.

5. APLICACIÓN DE MODELADO DE PROCESOS

En este capítulo se desarrolla la metodología basada en modelos de procesos descrita en el capítulo 2, aplicándola al estuario de Villaviciosa.

La figura 5.1 muestra un esquema de la metodología propuesta aplicada al caso de estudio.

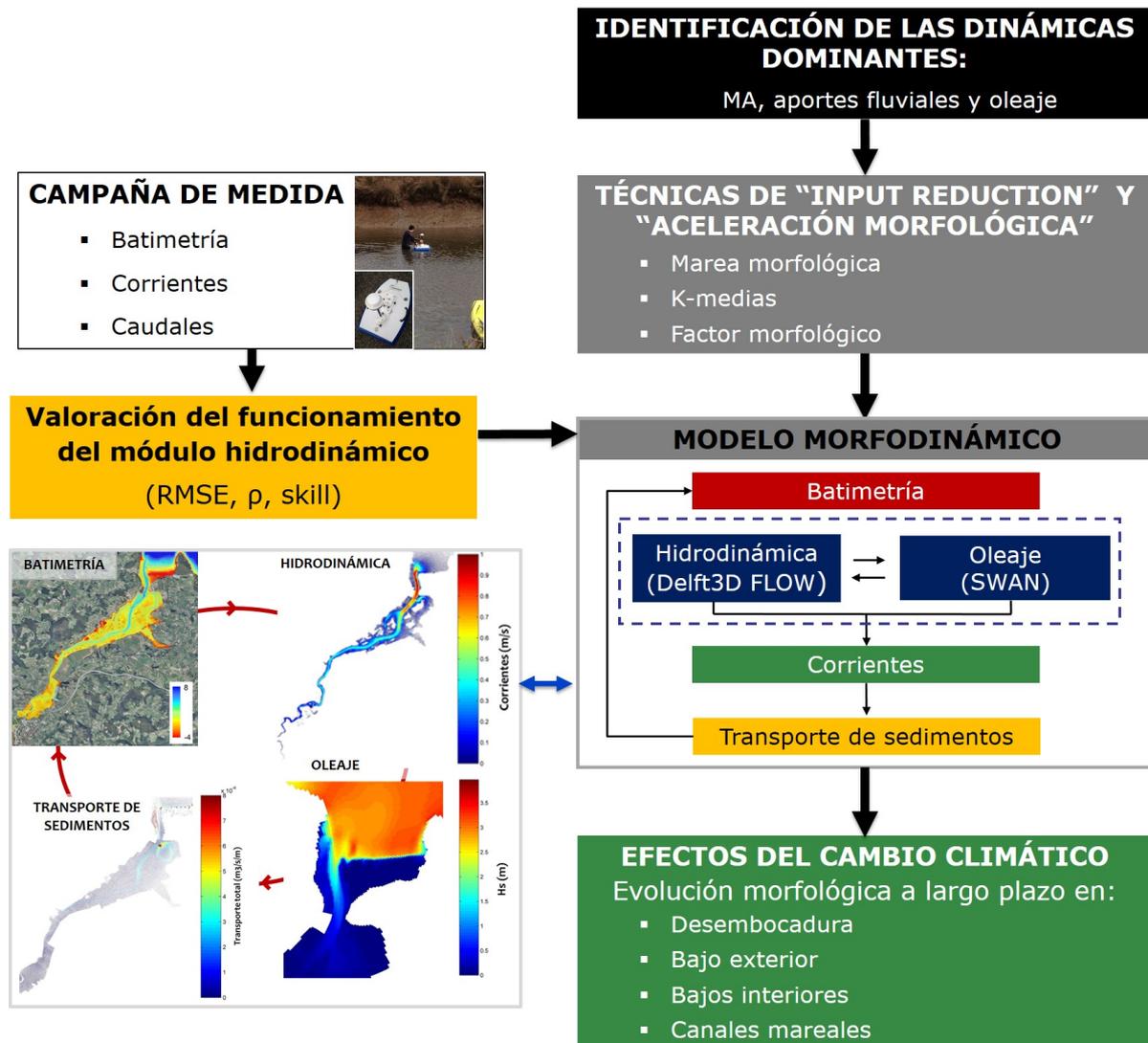


Figura 5.1. Esquema de la metodología aplicada en el estuario de Villaviciosa con base en modelado de procesos.

5.1. Identificación de las dinámicas dominantes

Como se ha indicado en el capítulo 2, las dinámicas relevantes en el estuario de Villaviciosa son: la marea astronómica (MA), la marea meteorológica (MM), el caudal fluvial (Q_i y Q_s) y el oleaje (H_s , T_p , θ). Además, se incluye en el estudio las previsiones del aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$).

A continuación se analiza cada uno de los factores mencionados.

Marea astronómica (MA)

La marea astronómica se define como el conjunto de movimientos de ascenso y descenso del nivel del mar con períodos próximos a las 12 ó 24 horas que se producen por los efectos gravitacionales del sistema Tierra-Luna-Sol.

La teoría actual permite establecer un método práctico para la determinación de mareas en puntos a lo largo de la costa y estuarios, de modo que conozcamos la marea en un punto determinado con detalle. Este método práctico, conocido como Análisis Armónico de Mareas (Pawlowicz et al., 2002), adopta las siguientes hipótesis de partida:

- La marea resultante en cualquier punto es suma de un número finito de constituyentes, cada uno con su propia periodicidad, desfase y amplitud.
- Estos constituyentes son armónicos simples en tiempo y son independientes entre sí.

Con estas hipótesis puede expresarse:

$$\eta = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} t + \beta_i\right) \quad (5.1)$$

donde η es la marea resultante en una localización particular, compuesta por N constituyentes. La amplitud, desfase y período de cada componente son a_i , β_i y T_i , respectivamente. El nivel medio del mar viene dado por a_0 .

Para llevar a cabo la predicción de la marea mediante el análisis armónico se sigue el proceso siguiente:

- Medida y análisis de la onda de marea en un punto para la obtención de las amplitudes, desfases y períodos de las componentes en ese punto.
- Empleo de esta información para predecir futuras variaciones.

En el caso de estudio, para el caracterizar de la onda de marea en Villaviciosa se han utilizado los datos procedentes del mareógrafo de Gijón.

En la figura 5.2 se ha representado la función de densidad de la carrera de marea astronómica en Villaviciosa, en la cual se comprueba que el rango mareal más probable se corresponde con 2.7 m.

Según la función de distribución, figura 5.3, el valor del percentil del 95 % es de 4 m y el del 50% 2.6 m.

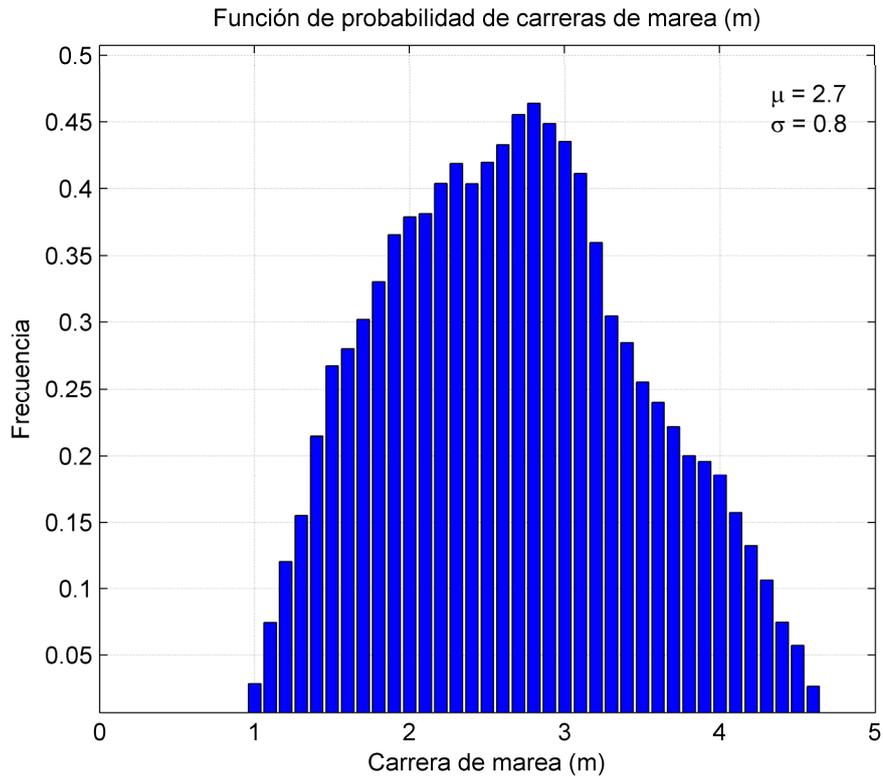


Figura 5.2. Función de probabilidad de la carrera de marea astronómica en Villaviciosa.

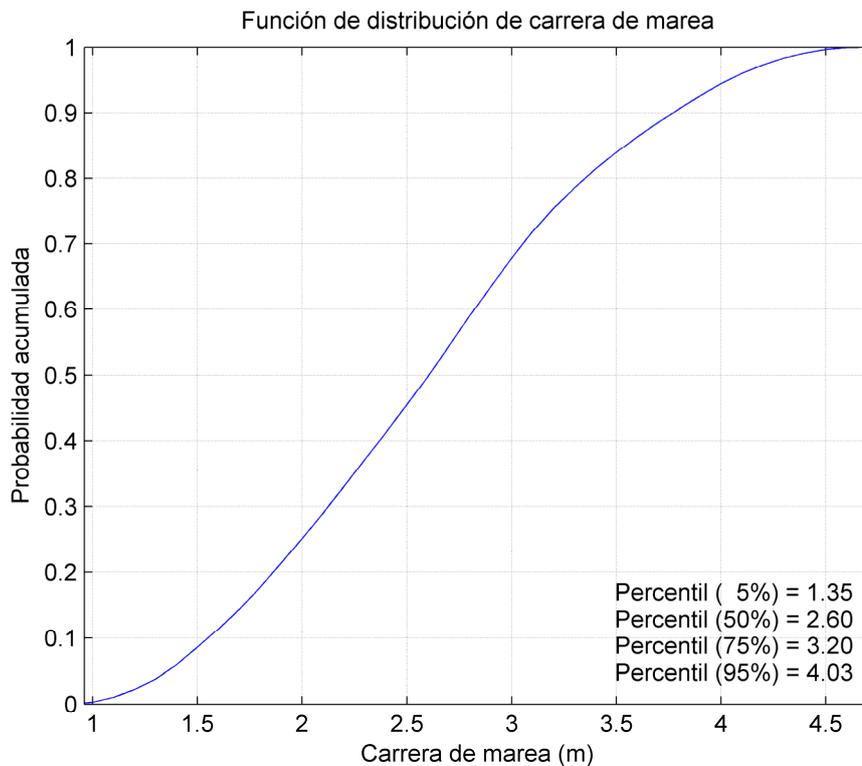


Figura 5.3. Función de distribución de la carrera de marea astronómica en Villaviciosa.

Marea meteorológica (MM)

Los fenómenos de dinámica atmosférica que pueden influir en la hidrodinámica de un estuario son el viento y las variaciones de presión. La acción continua del viento sobre la lámina de agua del mar puede provocar el arrastre de la misma. Si este arrastre se produce en la dirección de la costa, el agua se acumula en ésta, produciendo un ascenso del nivel medio del mar. Del mismo modo, las oscilaciones de presión atmosférica sobre la superficie del mar se verán acompañadas por variaciones en el nivel.

Para caracterizar la marea meteorológica en el estuario de Villaviciosa se ha elegido un punto de la base de datos GOS próximo a la zona de estudio.

La marea meteorológica tiene carácter aleatorio y su régimen medio sigue una distribución aproximadamente normal (véanse las figuras 5.4 y 5.5). A partir del histograma se puede afirmar que los valores más probables de marea meteorológica en Villaviciosa están comprendidos entre -0.06 m y -0.02 m. Los valores máximos y mínimos son de 0.54 y -0.33, siendo el valor del cuantil del 95%, 0.19 m.

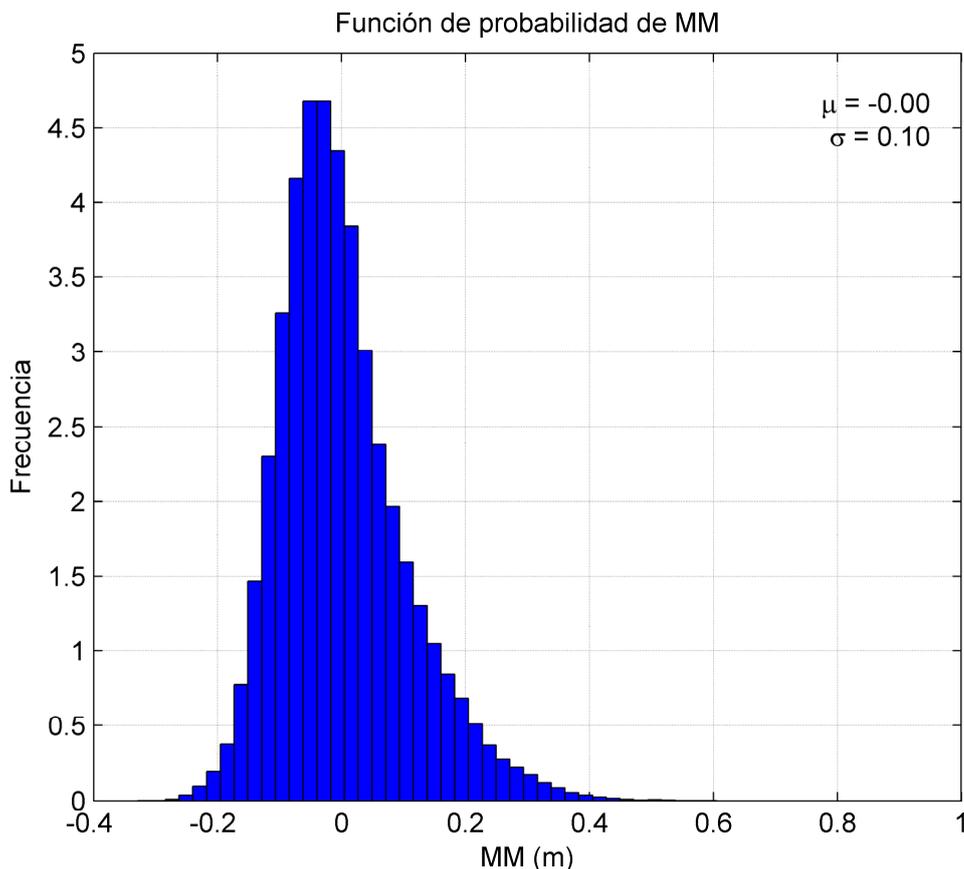


Figura 5.4. Función de probabilidad de la marea meteorológica en Villaviciosa.

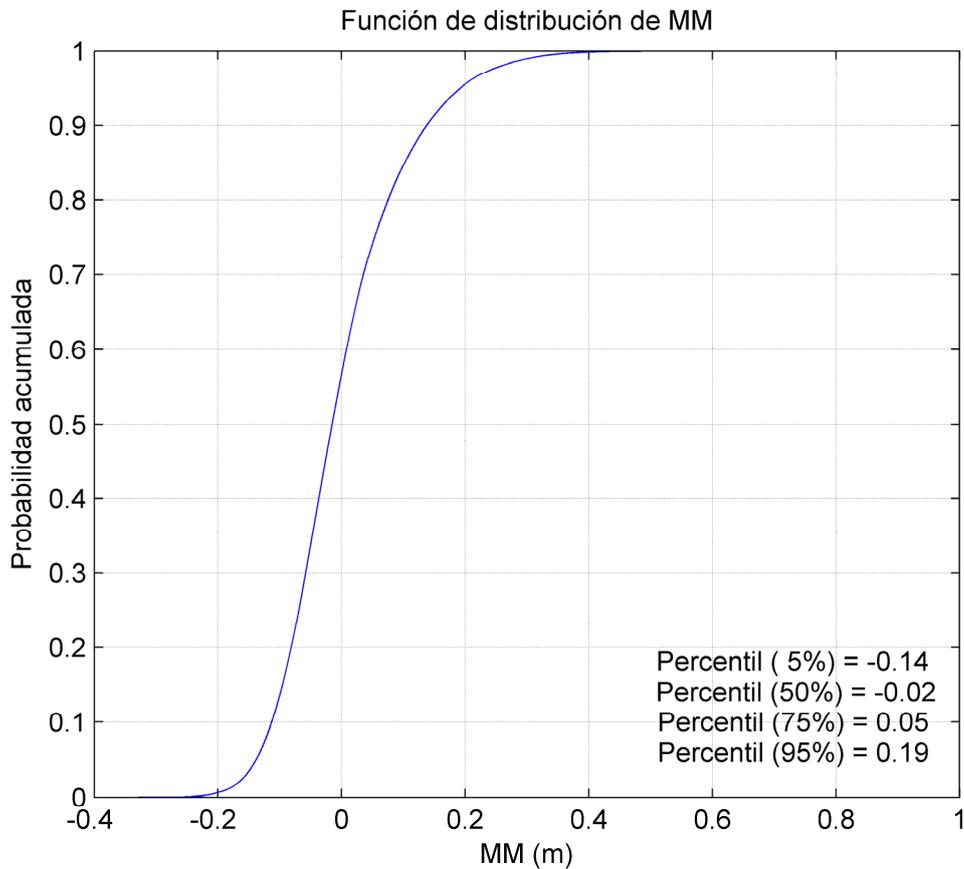


Figura 5.5. Función de distribución de la marea meteorológica en Villaviciosa.

La configuración morfológica media de los estuarios depende fundamentalmente de las condiciones medias más probables de las dinámicas. Dado que en Villaviciosa, los valores más probables de MM oscilan entre -2 cm y -6 cm puede despreciarse su efecto en este estudio.

Caudal fluvial (Q_r , Q_s)

Las aportaciones fluviales al estuario de Villaviciosa proceden fundamentalmente de los ríos Valdediós, Valdebárcena y río de la Ría.

Aunque no se dispone de bases de datos de los caudales fluviales como tal, estos pueden estimarse a partir del régimen de precipitaciones de la cuenca hidrográfica. Como se describe en el capítulo 3, se cuenta con dos tipos de datos de precipitación, ambos proporcionados por el Grupo de Meteorología de Santander (UC, CSIC y AEMET): por un lado, se tienen datos puntuales registrados por el pluviómetro 1206A y por otro, datos procedentes de la base de datos Spain02. En la figura 5.6, se comparan ambas series en el intervalo temporal común (1968-1998) comprobando que existe un buen ajuste entre ellas. El error cuadrático medio (RMSE) obtenido es de 4.59 mm, el coeficiente de correlación (ρ) toma un valor de 0.86 y el índice skill (s) es de 0.91.

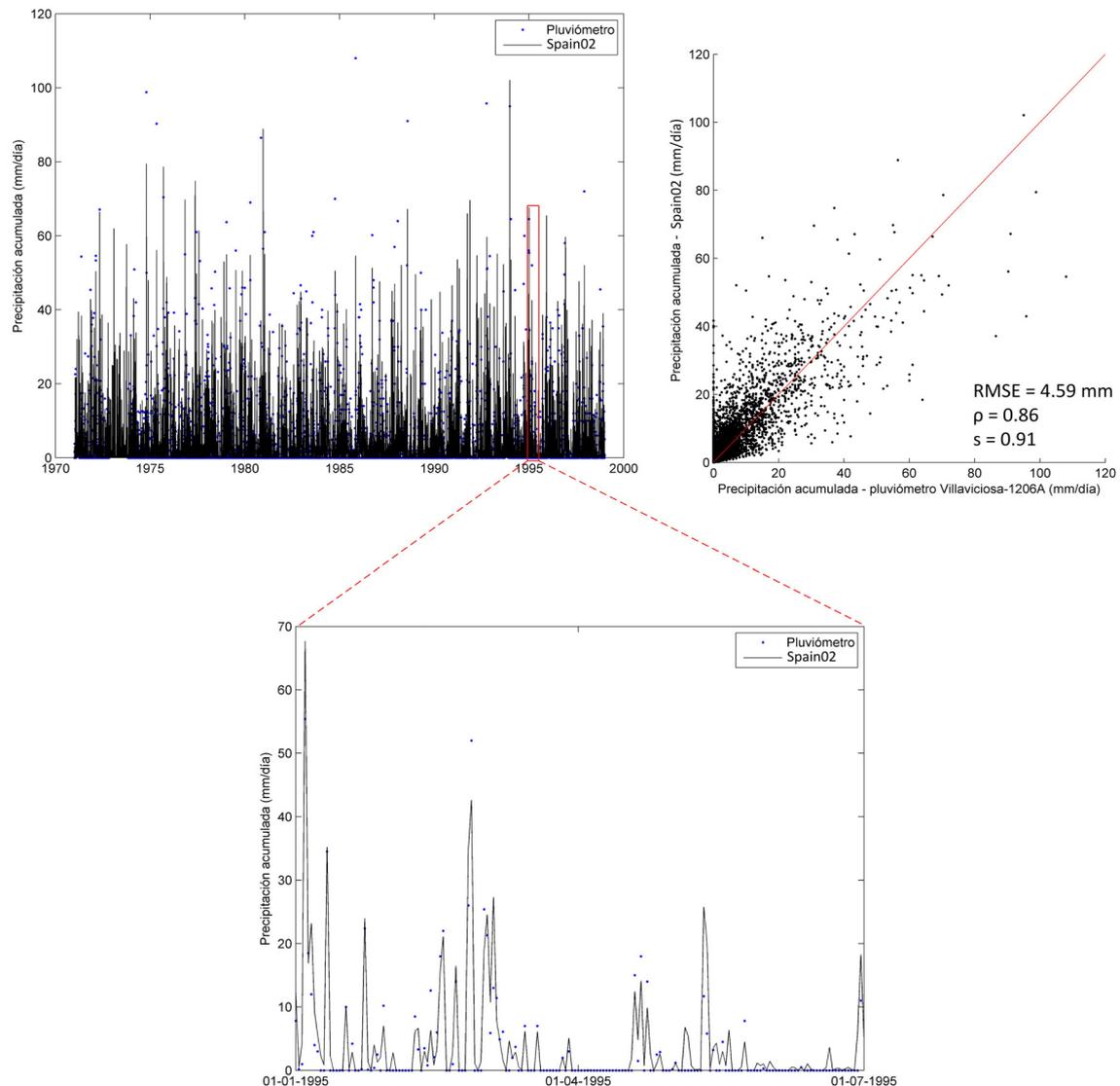


Figura 5.6. Comparación entre la base de datos Spain02 y los datos del pluviómetro 1206A ubicado en Villaviciosa, proporcionados por el Grupo de Meteorología de Santander (UC, CSIC y AEMET).

Dado que en el presente estudio los datos de precipitación van emplearse para analizar la hidrología de la cuenca (hidrología distribuida) interesa utilizar la base de datos Spain02.

Para obtener los caudales líquidos y sólidos a partir del régimen de precipitaciones se propone la siguiente metodología. En primer lugar, se plantea un modelo de transferencia que permita obtener la escorrentía (r_{off}) a partir de los datos de precipitación (I). A continuación, con la escorrentía obtenida se calcula el caudal líquido (Q_l) que llegará al estuario aplicando un modelo de transferencia de depósito lineal de cuenca. Finalmente, utilizando un modelo empírico se obtiene el caudal sólido (Q_s) a partir del Q_l obtenido.

Transferencia de precipitación a escorrentía ($I \rightarrow r_{off}$)

Asumiendo una cuenca ideal de área (A) caracterizada con una intensidad de precipitación (I) (véase la figura 5.7), se obtiene la escorrentía (r_{off}) según la siguiente expresión:

$$r_{off} = K \cdot I \cdot A \quad (5.2)$$

Donde K es el coeficiente de escorrentía que puede tomar valores entre 0 y 1 en función de numerosos factores: tipo de precipitación (lluvia, nieve o granizo), distribución temporal de la precipitación, humedad inicial del suelo, tipo de terreno (granulometría, grado de compactación, pendiente, rugosidad, etc.), tipo de cobertura vegetal, etc.

En el caso de estudio se adopta un coeficiente de escorrentía que varía anualmente según una senoide de amplitud 0.1, tomando un valor máximo de 0.7 en febrero y un valor mínimo de 0.5 en agosto (véase la figura 5.8). Estos valores han sido utilizados satisfactoriamente en diversos estudios llevados a cabo en cuencas del norte de España (Estudio Básico de Recursos (E.B.R.) y Revisión y Ajuste del mismo (R. y A.), del PLAN HIDROLÓGICO NORTE y Estudio de Recursos Hídricos de la Vertiente Norte de los ríos de Cantabria (2005) y/o 2012).

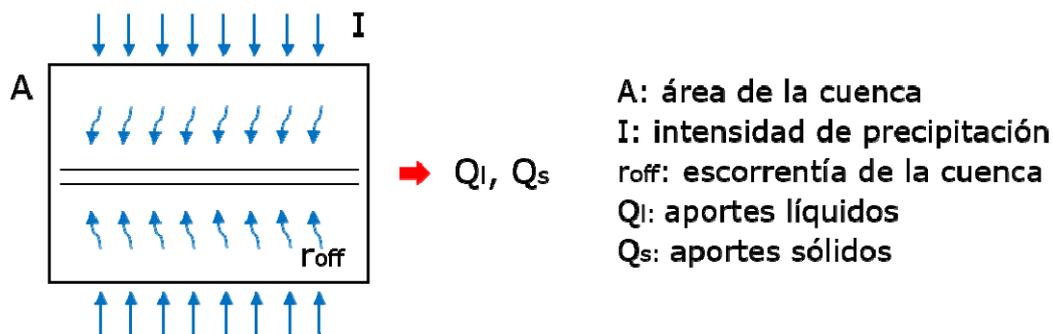


Figura 5.7. Proceso de transferencia de precipitación (I) a caudal (Q_l y Q_s).

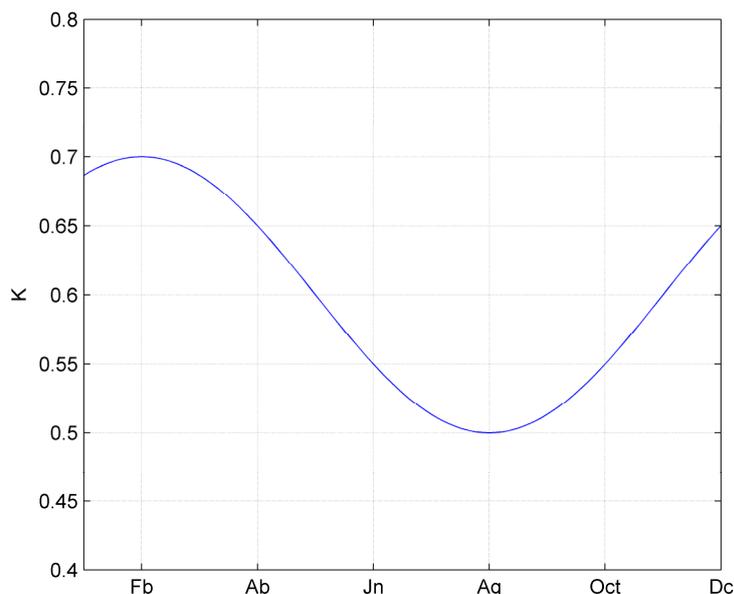


Figura 5.8. Coeficiente de escorrentía adoptado.

Transferencia de escorrentía a caudal líquido ($r_{off} \rightarrow Q_l$)

Según el principio de conservación de la masa puede establecerse un modelo conceptual muy simple de respuesta de la cuenca a entradas de agua:

$$r_{off} - Q_l = \frac{dV}{dt} \quad (5.3)$$

Donde Q_l es el caudal líquido debido a la escorrentía (r_{off}) y dV/dt representa la variación temporal del volumen de agua en el interior de la cuenca.

Admitiendo la hipótesis de depósito lineal se tiene:

$$V = Q_l \cdot T^* \quad (5.4)$$

Donde T^* es una constante temporal que caracteriza la respuesta de la cuenca y depende del tiempo de concentración (T_c). T_c se define como el tiempo que tarda en llegar a la salida de la cuenca el 1% de la escorrentía de entrada. Por lo tanto, T^* se obtiene aplicando la siguiente expresión.

$$T^* = -\frac{T_c}{\ln(0.01)} = \frac{T_c}{4.605} \quad (5.5)$$

T_c se estima a partir de las características de la cuenca según la ecuación del NERC (1975):

$$T_c = 0.927 \cdot \left(\frac{L}{S^{0.5}} \right)^{0.47} \quad (5.6)$$

Donde L es la longitud del caudal principal (km) y S es la pendiente del canal (adimensional).

Combinando las ecuaciones 5.3 y 5.4 se tiene:

$$r_{off} - Q_l = T^* \cdot \frac{dQ_l}{dt} \quad (5.7)$$

Resolviendo la ecuación anterior se obtiene el caudal líquido (Q_l) debido a la escorrentía (r_{off}) en diferentes instantes de tiempo.

Transferencia de caudal líquido a caudal sólido ($Q_l \rightarrow Q_s$)

El aporte sedimentario fluvial en suspensión (Q_s) puede expresarse en función del caudal líquido (Q_l) de la siguiente forma (Dingman, 2009):

$$Q_s = a \cdot Q_l^b \quad (5.8)$$

Donde los coeficientes a y b son coeficientes empíricos. Dingman (2009) presenta los valores más adecuados de estos coeficientes obtenidos para el Boise River en las proximidades de Twin Springs (Idaho) y Bárcena (2015) realiza lo propio para el Saja-Besaya en su desembocadura en el estuario de Suances (Cantabria).

En este estudio, como se está evaluando una cuenca de la vertiente cantábrica, se adoptan los valores estimados por Bárcena (2015): $a = 0.0269$ y $b = 1.5773$ (véase la figura 5.9).

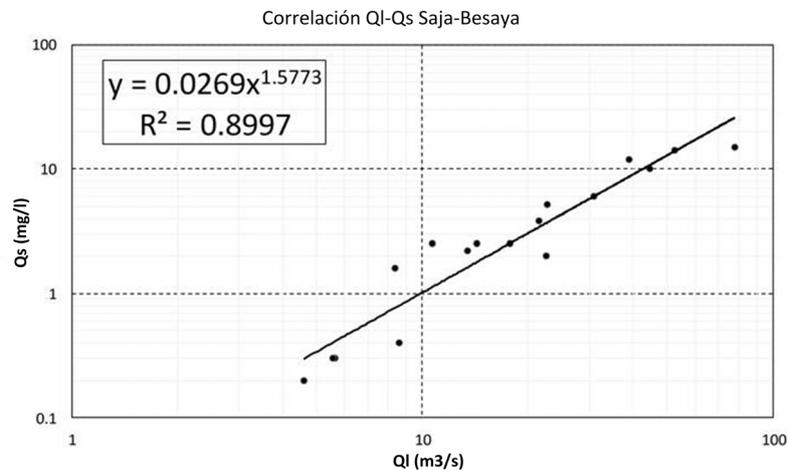


Figura 5.9. Ajuste entre la concentración de sólidos en suspensión (Q_s) y el caudal líquido (Q_l) en el Saja-Besaya (Fuente: Bárcena, 2015).

En la figura 5.10 se representan las series temporales de aportes fluviales líquido y sólido obtenidas, entre los años 1971 y 2010, aplicando el procedimiento anterior.

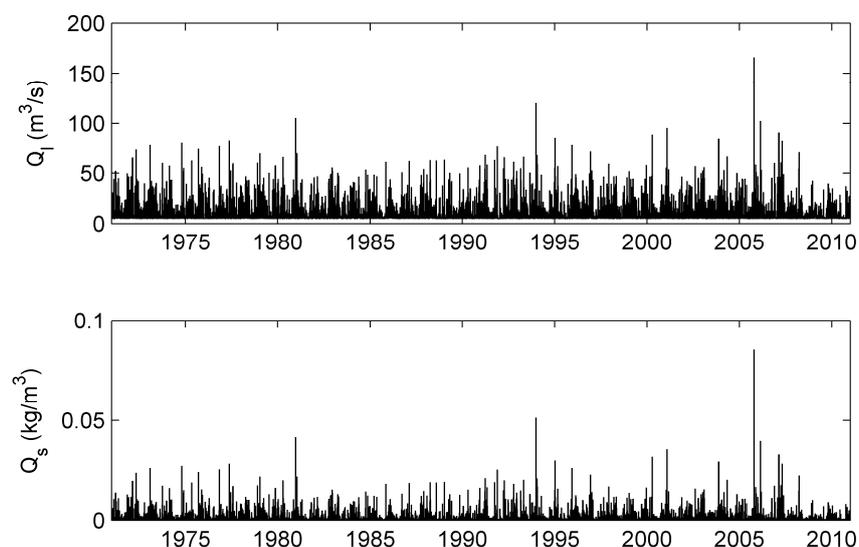


Figura 5.10. Series temporales de aportes fluviales obtenidas para el estuario de Villaviciosa.

Las figuras 5.11 y 5.12 muestran, respectivamente, las funciones de densidad y distribución del caudal líquido que llega al estuario de Villaviciosa. A partir de estas gráficas se puede observar que el caudal líquido más probable varía entre 5 y 9 m^3/s y que el valor del cuantil 95% es 25 m^3/s .

Las figuras 5.13 y 5.14 muestran, respectivamente, las funciones de densidad y distribución de la concentración de sólidos en suspensión que llega al estuario de Villaviciosa. A partir de estas gráficas se puede observar que el caudal sólido más probable es inferior a $2.5 \cdot 10^{-3}$ kg/m^3 y que el valor del cuantil 95% es $4.3 \cdot 10^{-3}$ kg/m^3 .

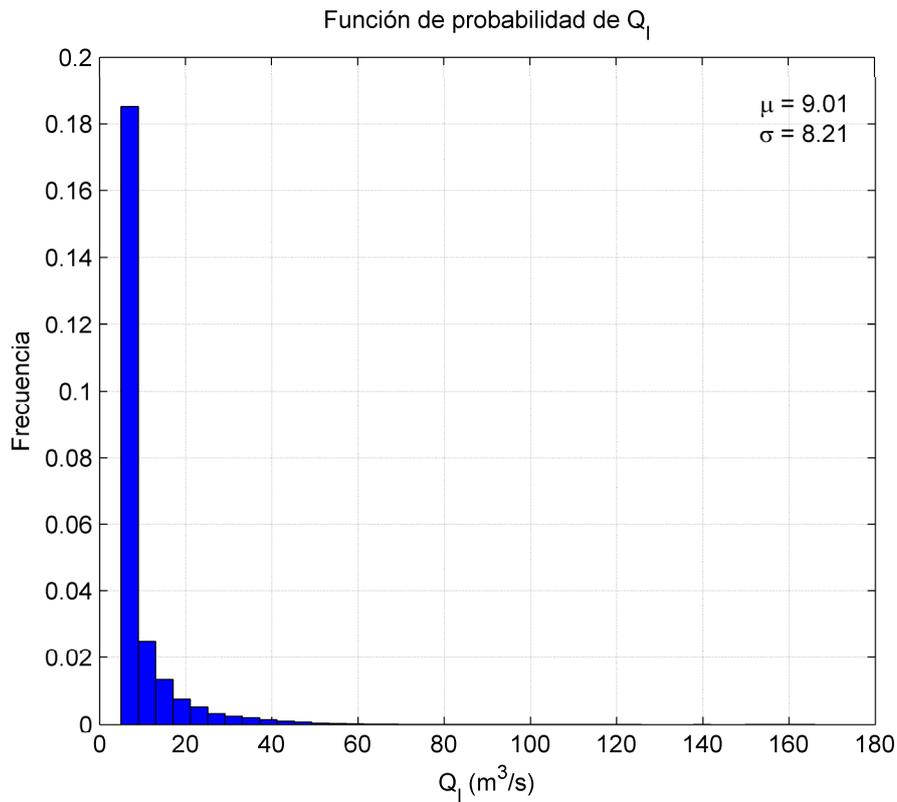


Figura 5.11. Función de probabilidad de los aportes fluviales líquidos (Q_l) al estuario de Villaviciosa.

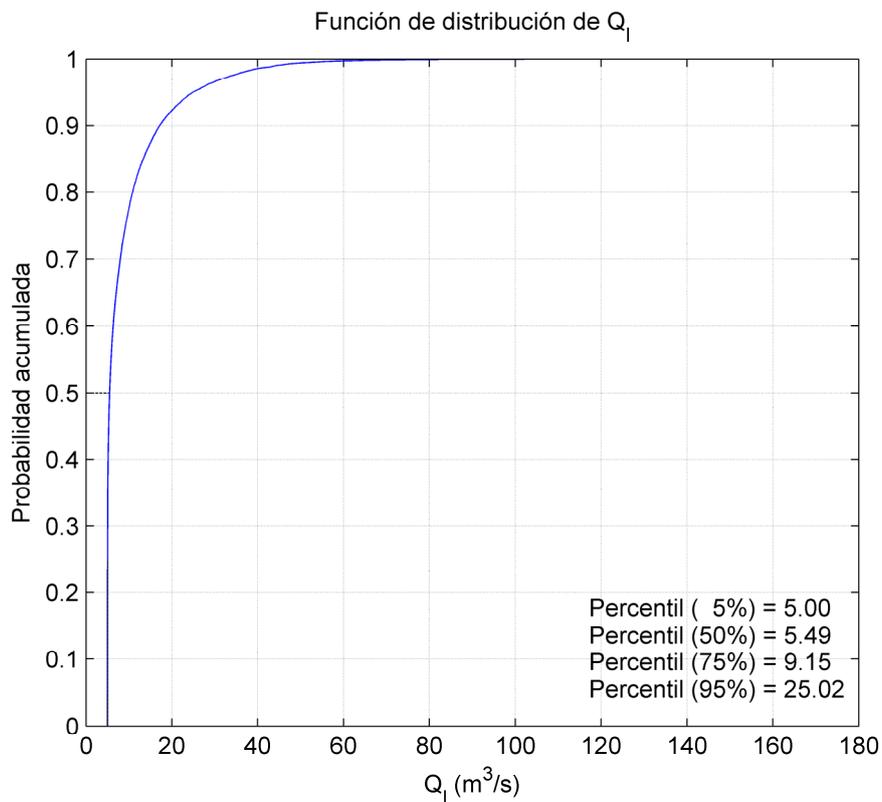


Figura 5.12. Función de distribución de los aportes fluviales líquidos (Q_l) al estuario de Villaviciosa.

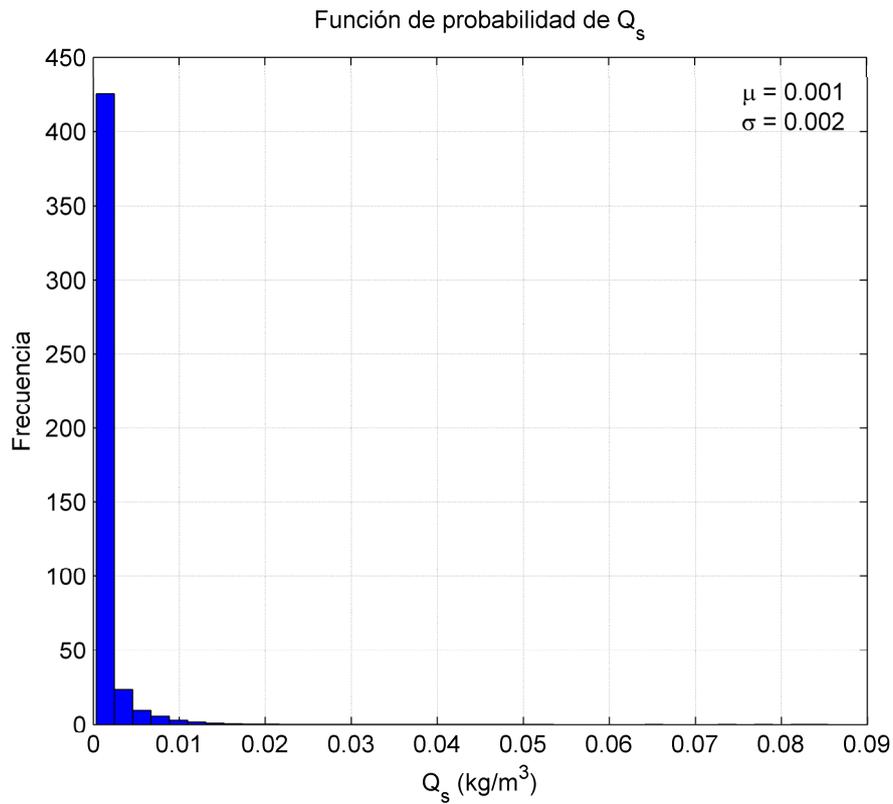


Figura 5.13. Función de probabilidad de los aportes fluviales sólidos (Q_s) al estuario de Villaviciosa.

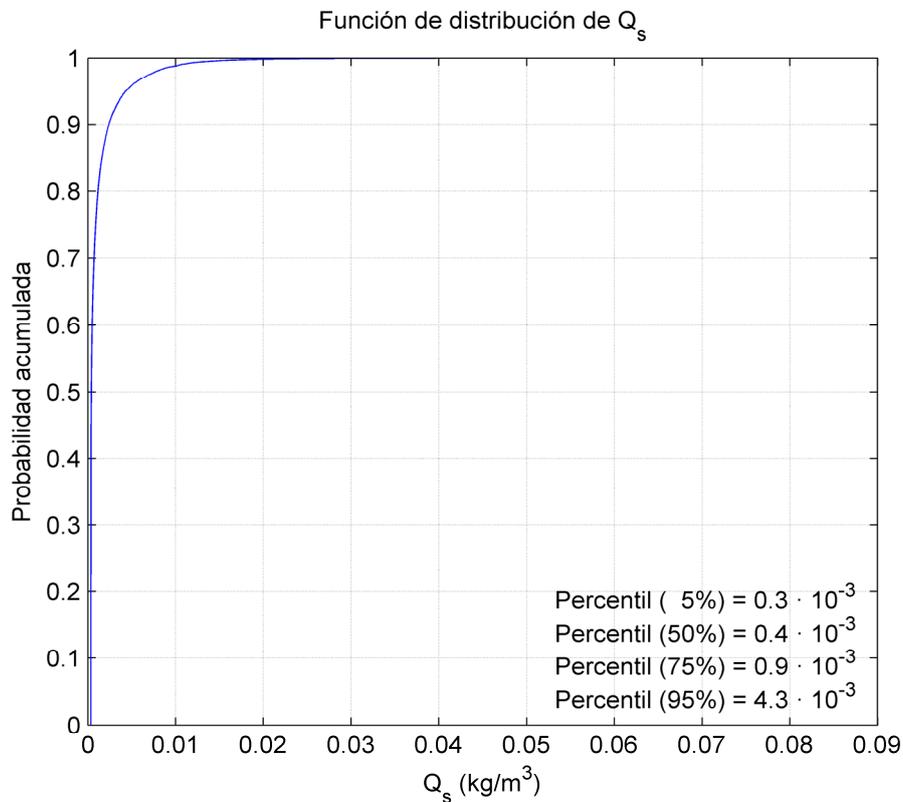


Figura 5.14. Función de distribución de los aportes fluviales sólidos (Q_s) al estuario de Villaviciosa.

Galván et al. (2010) estableció un índice de balance de agua (WB) que permite valorar la importancia relativa entre las dinámicas de río y las mareales en un estuario. Este índice se define como el cociente entre el volumen de agua medio anual aportado por el río en medio ciclo de marea y el prisma de marea. Un valor mayor de 0.2 indica dominancia del río frente a la marea.

El caudal fluvial medio aportado al estuario de Villaviciosa es de $9 \text{ m}^3/\text{s}$. Estos aportes en medio ciclo de marea se traducen en 194400 m^3 . Comparando este valor con el prisma de marea (volumen de agua que entra y sale de un estuario durante los ciclos de mareas vivas), que es aproximadamente 8242661 m^3 , se obtiene una relación de 0.02 indicando una clara dominancia de las dinámicas mareales frente a las de río.

Oleaje (H_s , T_p , θ)

Para caracterizar el oleaje en la zona de interés, se ha utilizado el punto de la base de datos DOW, situado en un punto próximo a la zona de estudio, de coordenadas 5.38°W y 43.54°N , a 8 m de profundidad.

En las figuras 5.15 y 5.16 se muestran la función de probabilidad y la función de distribución para la altura de ola significativa. A partir de estas gráficas se puede observar que la altura de ola significativa más probable es 0.85 m y que el valor del cuantil 95% es 2.39 m.

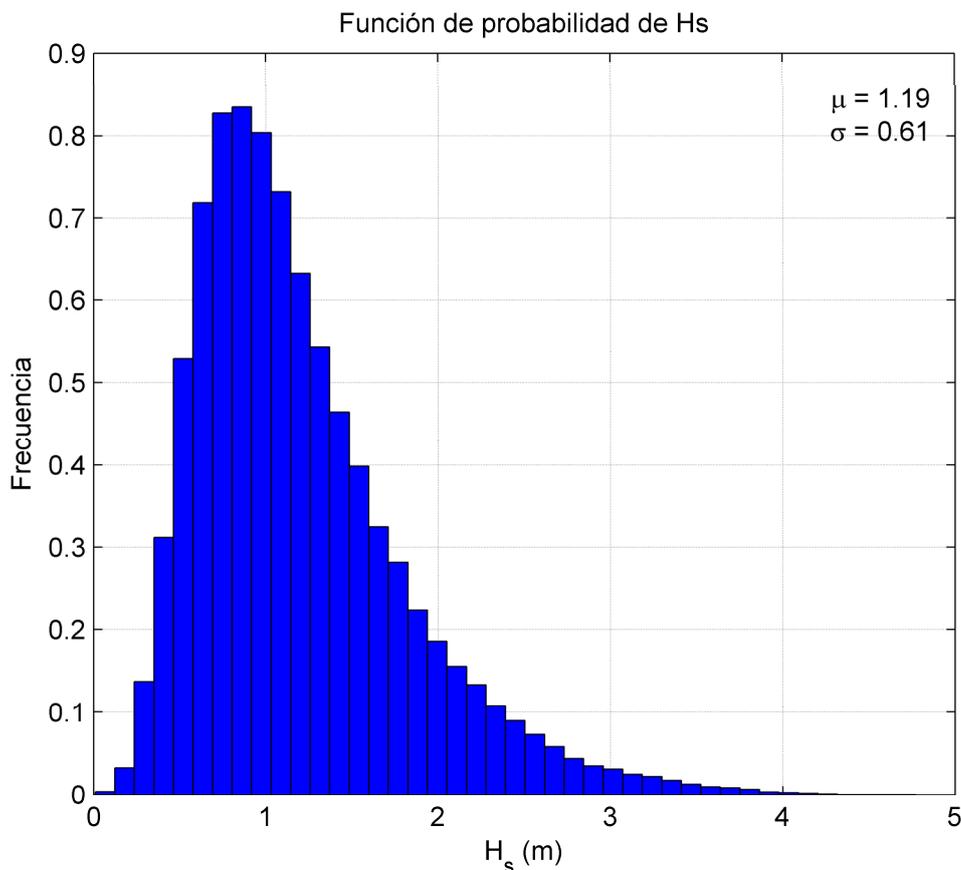


Figura 5.15. Función de probabilidad de altura de ola significativa (H_s).

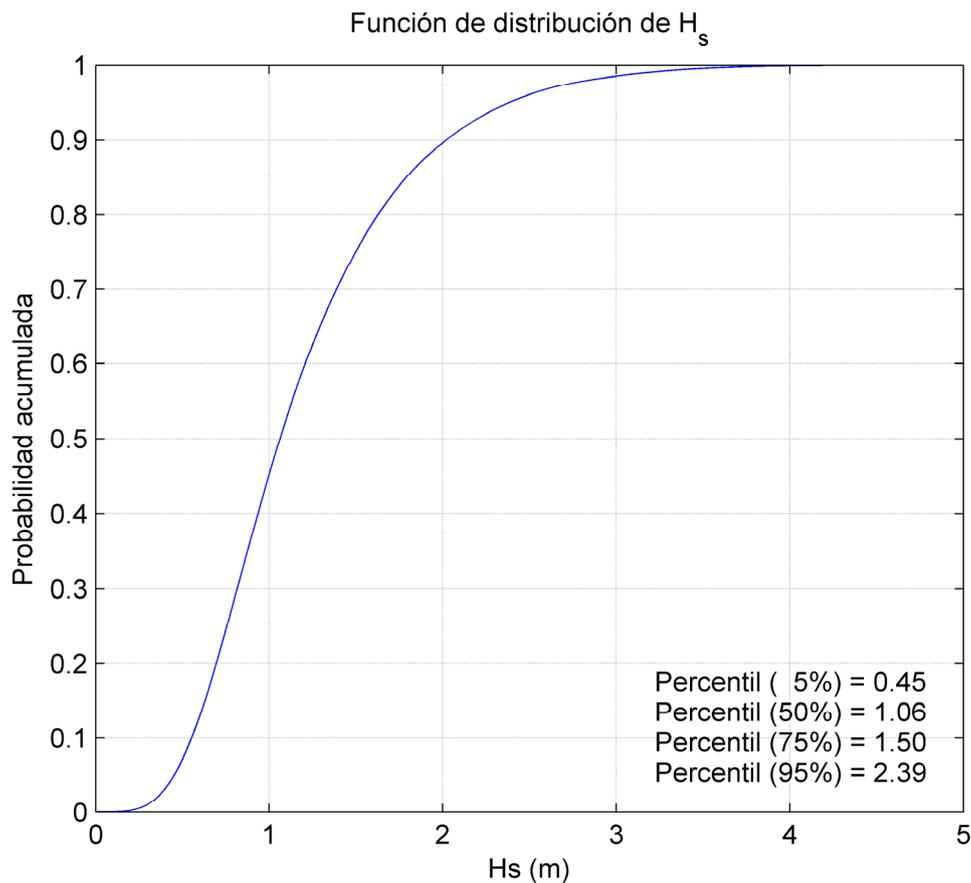


Figura 5.16. Función de distribución de altura de ola significativa (H_s).

En la figura 5.17a se presenta la rosa de oleaje obtenida, a partir de la base de datos GOW, en un punto situado en profundidades indefinidas (43 m de profundidad) frente a la zona de estudio (5.37°W y 43.56°N). Se observa que los oleajes más energéticos provienen del cuarto cuadrante, fundamentalmente del sector NNW.

En la figura 5.17b, se muestra la rosa de oleaje obtenida, a partir de la base de datos DOW, en un punto próximo a la bocana del estuario, a 8 m de profundidad (5.38°W y 43.54°N). Puede verse que los oleajes que llegan al exterior de la bocana provienen principalmente del sector N. Por lo tanto, puede deducirse que, debido a la disposición del estuario, éste se encuentra protegido frente a los oleajes dominantes del NNW.

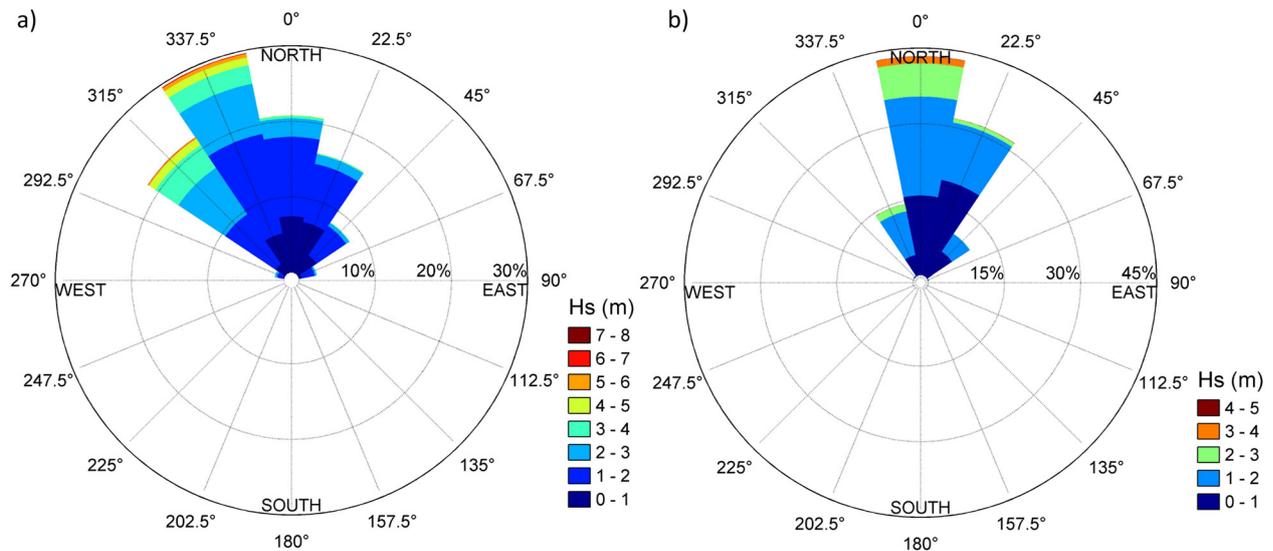


Figura 5.17. Rosa de oleaje en el exterior de Villaviciosa: a) en un punto alejado situado a 43 m de profundidad (5.37°W y 43.56°N) y b) en un punto próximo a la bocana situado a 8 m de profundidad (5.38°W y 43.54°N).

5.2. Aplicación de las técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica

El empleo de las técnicas de reducción de inputs y de aceleración morfológica permite reducir el coste computacional necesario para realizar simulaciones de largos periodos de tiempo, haciendo viable el estudio de diferentes escenarios en un tiempo realista.

Con objeto de evaluar por un lado, el efecto morfológico que produciría el aumento del nivel medio del mar ($\Delta\eta$) en un periodo T_{morfo} de 100 años en el estuario de Villaviciosa y por otro, el papel que juegan las distintas dinámicas en esta evolución morfológica a largo plazo, se han analizado los escenarios definidos en el capítulo 2.

A continuación se describen las principales características de estos escenarios aplicados al caso de estudio, el estuario de Villaviciosa.

Escenario E1: Marea astronómica y aumento del nivel del mar

En este escenario los forzamientos empleados han sido:

- La serie temporal real de marea astronómica (MA) de 2 años de duración (T_{hidro}) (véase la figura 5.18).
- El aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2.

Además, para simular el periodo morfológico requerido ($T_{\text{morfo}} = 100$ años) se ha acelerado el proceso empleando un factor M_f constante igual a 50 ($M_f = T_{\text{morfo}}/T_{\text{hidro}}$).

Escenario E2: Marea astronómica

Este escenario es análogo al E1, sólo que en este caso no se ha incluido el $\Delta\eta$.

El efecto morfológico del $\Delta\eta$, considerando como única dinámica la marea astronómica (MA), se estima como la diferencia entre los resultados de erosión/sedimentación obtenidos por los escenarios E1 y E2.

Escenario E3: Marea astronómica, río y aumento del nivel del mar

En este escenario se han incluido como forzamientos del modelo:

- La serie temporal real de marea astronómica (MA) de 2 años de duración (T_{hidro}) (véase la figura 5.18).
- El aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2.
- Los aportes fluviales medios anuales líquidos ($Q_l = 9 \text{ m}^3/\text{s}$) y sólidos ($Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$).

Además, para simular el periodo morfológico requerido ($T_{\text{morfo}} = 100 \text{ años}$) se ha empleado un factor M_f constante igual a 50 ($M_f = T_{\text{morfo}}/T_{\text{hidro}}$).

Escenario E4: Marea astronómica y río

Este escenario es similar al E3, sólo que no se ha incluido el $\Delta\eta$ como forzamiento.

En este caso, el efecto morfológico del $\Delta\eta$, considerando como dinámicas la marea astronómica (MA) y los caudales fluviales medios anuales (Q_l y Q_s), se obtiene como la diferencia entre los resultados de erosión/sedimentación de los escenarios E3 y E4.

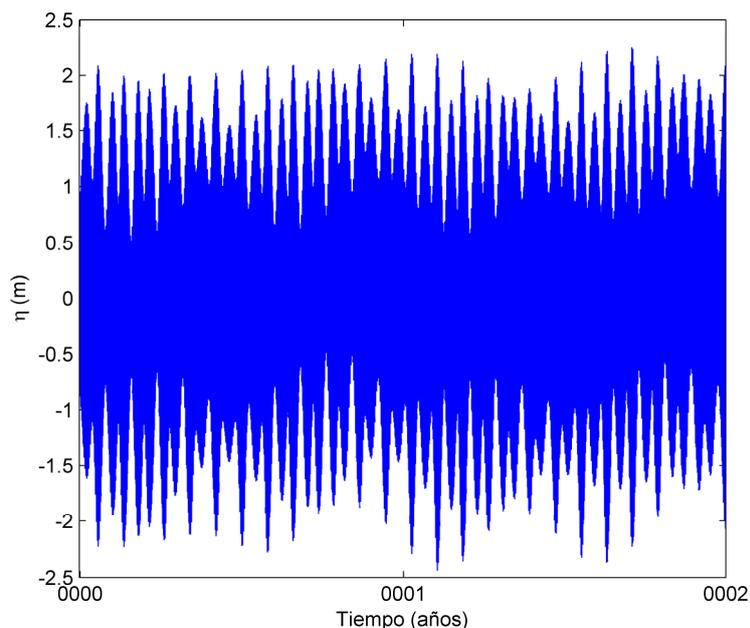


Figura 5.18. Serie de marea astronómica (MA) utilizada como forzamiento en los escenarios E1, E2, E3 y E4.

Escenario E5: Marea astronómica, río, oleaje y aumento del nivel del mar

En este escenario las dinámicas seleccionadas han sido: la marea astronómica, el aumento del nivel del mar, el río y el oleaje. Para simular este escenario, se ha aplicado la estrategia definida en el apartado 2.1.2.3. En primer lugar, se ha elegido una marea morfológica adecuada para la zona de estudio. A continuación, se han seleccionado las condiciones de oleaje y río y finalmente, se han reconstruido las series sintéticas de las dinámicas con las que forzar el modelo morfodinámico. A continuación se describe en detalle cada uno de los puntos mencionados.

- Selección de la marea morfológica (MMf)

Para seleccionar la marea morfológica, se ha realizado el análisis armónico de la serie de nivel del mareógrafo de Gijón obteniendo la siguiente relación: $2 \cdot O1 \cdot K1 < M2 \cdot M4$, donde O1, K1, M2 y M4 son las amplitudes de cada una de las componentes de marea respectivas. Esto quiere decir que en la zona de estudio las componentes diurnas O1 y K1 no son significativas. En consecuencia, según la metodología descrita en el apartado 2.1.2, se ha elegido una marea morfológica de amplitud igual a $f1 \cdot M2$, donde f1 es un factor igual a 1.08 (Lesser, 2009) y M2 es la amplitud de dicha componente de marea (~ 1.34 m), y periodo de (T_{MM}) de 12 horas (véase la figura 5.19).

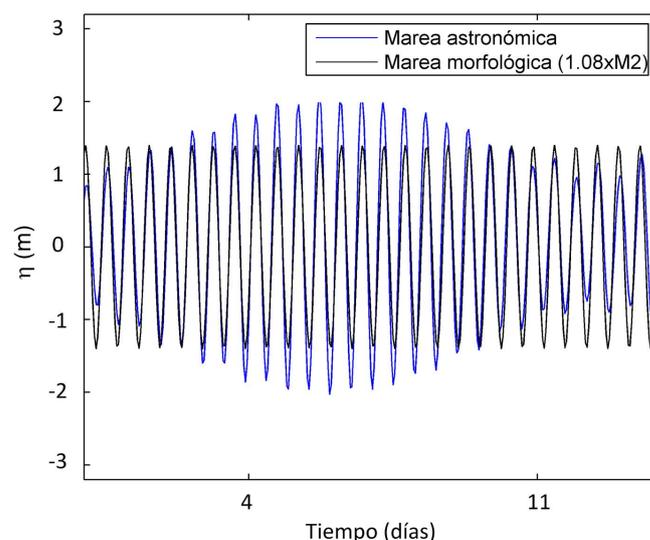


Figura 5.19. Series de marea astronómica real (MA) y marea morfológica (MMf) en un periodo de 14 días.

A continuación, a la serie temporal de marea morfológica obtenida de esta manera, se le ha superpuesto el aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2.

- Selección de las condiciones de oleaje y río (C_i)

Dado que en este estudio interesa conocer las condiciones medias de las dinámicas, para seleccionar las condiciones de oleaje y río se ha utilizado la técnica estadística de clasificación K-medias. El procedimiento empleado para el oleaje consiste en realizar la clasificación en un punto situado en profundidades indefinidas de modo que se tenga en cuenta toda la variabilidad climática del oleaje existente. Para ello, se ha empleado un punto de la base de datos GOW de coordenadas 5.25°W y 44°N comprobándose que con 9 clusters (N_c) queda bien representada la variabilidad climática.

En la figura 5.20a se presenta el resultado de la clasificación obtenido con 9 clusters. Cada uno de los clusters está caracterizado por cuatro variables: frecuencia de ocurrencia, altura de ola significativa (H_s), periodo de pico (T_p) y dirección media (θ). La frecuencia de presentación de cada grupo se ha representado mediante la intensidad del color azul de cada hexágono exterior. La escala de colores cálidos del hexágono interior representa la magnitud de H_s . La gama de grises y el sentido de las flechas indican el valor de T_p y la dirección del oleaje (θ), respectivamente. Como puede observarse, las condiciones de oleaje predominantes están asociadas a una H_s en torno a los 2.2 m, un T_p de aproximadamente de 10 segundos y una θ procedente del cuarto cuadrante.

En la figura 5.20b se muestra, durante un periodo de 2 meses, como queda representada la serie real de oleaje (H_s , T_p , θ) (en negro) con la serie categórica (en rojo) construida a partir de los clusters producto de la clasificación. Los periodos de tiempo en los que la serie real de oleaje se asocia a cada uno de los clusters se resaltan en rectángulos de diferentes colores.

a)

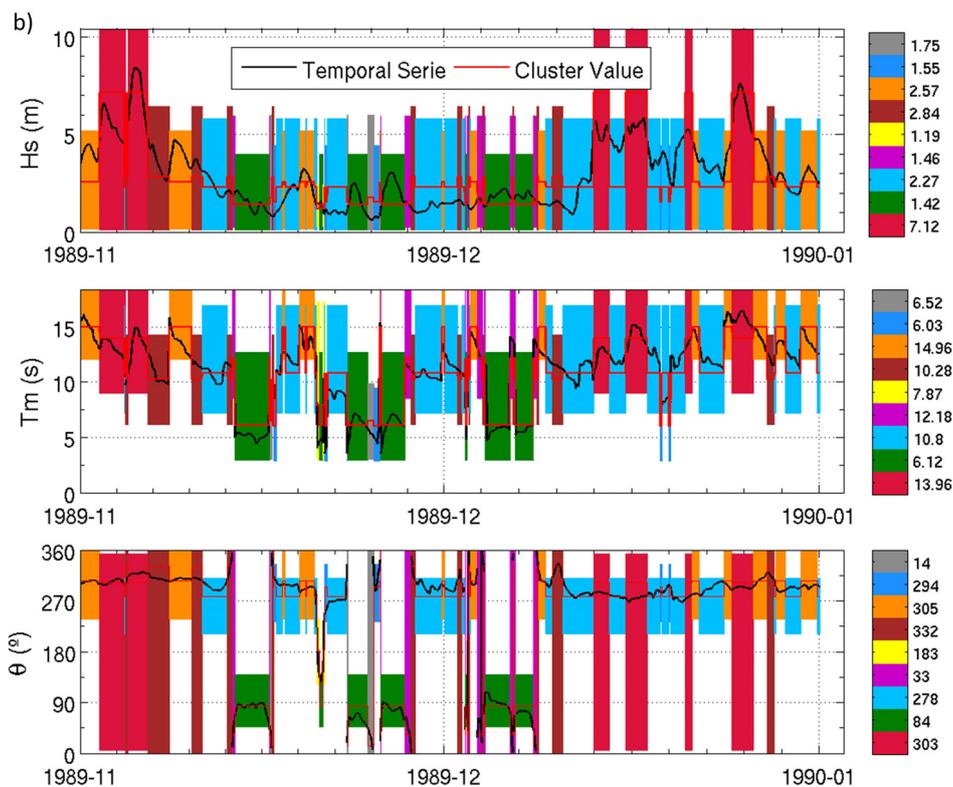
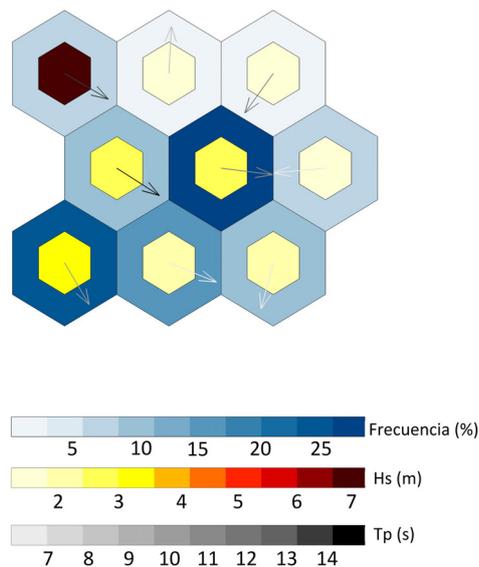


Figura 5.20. Clasificación de oleaje en un punto GOW (profundidades indefinidas):
a) mapa de 3 x 3 centroides (K-medias) y b) serie real de oleaje (en negro) frente a serie categórica (en rojo).

A continuación, a través de una función de transferencia se obtiene la clasificación del oleaje en un punto exterior al estuario, próximo a la costa, utilizando la base de datos DOW (5.37°W, 43.55°N) (véase la figura 5.21a). Lo que hace la función de transferencia es extraer la población de datos del punto DOW correspondiente a las ventanas de tiempo de cada cluster del punto GOW, y sobre esa población de datos calcula el centroide (C_i) como el valor medio.

Como puede verse en la figura, las condiciones de oleaje más probables cerca de la costa están asociadas a una H_s en torno a los 1.5 m, un T_p de aproximadamente de 10 segundos y una θ procedente del cuarto cuadrante.

Aplicando el mismo procedimiento, se obtiene la clasificación de los caudales fluviales líquidos (Q_l) y sólidos (Q_s). La figura 5.21b representa con diferentes intensidades de azul y marrón los valores de los centroides obtenidos para el Q_l y Q_s , respectivamente. Se observa, que los valores más probables de Q_l oscilan entre 8 m³/s y 10 m³/s y los de Q_s entre 0.0009 kg/m³ y 0.0014 kg/m³.

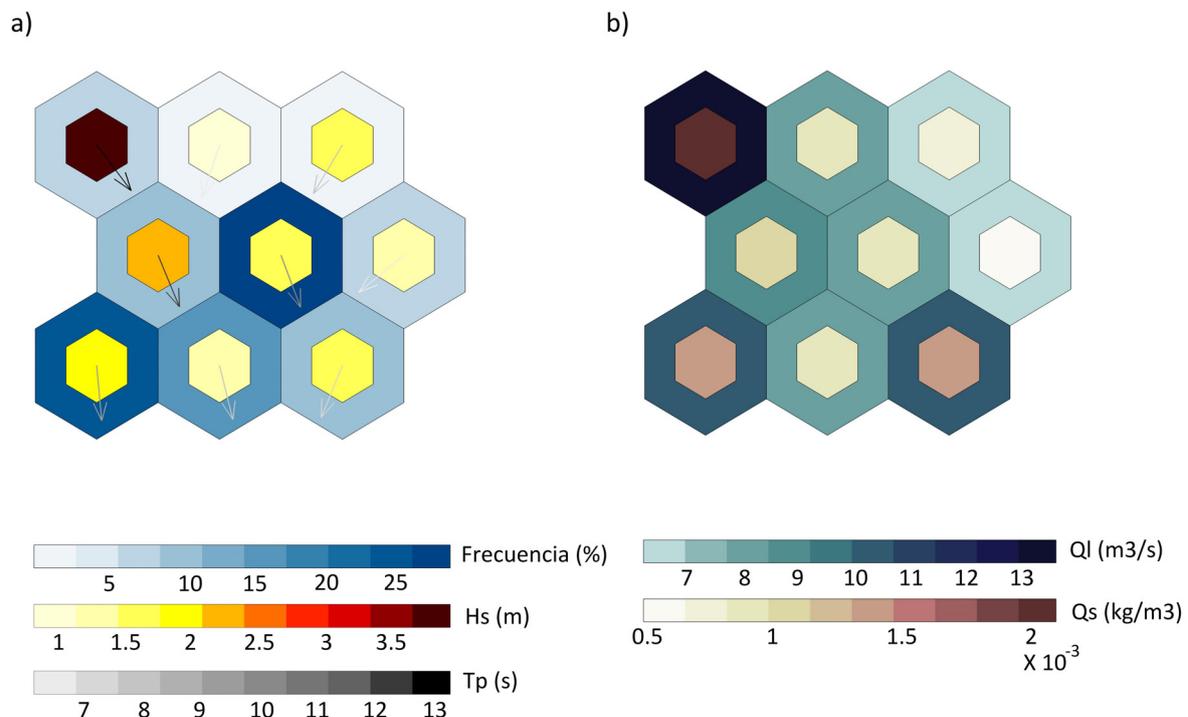


Figura 5.21. Clasificación: a) de oleaje en un punto DOW próximo a la costa y b) de aportes fluviales.

- *Reconstrucción de las series sintéticas de las dinámicas*

Una vez se han seleccionado los casos representativos de las dinámicas en la zona de estudio (C_i), se ha procedido a la reconstrucción temporal de las series sintéticas de dichas dinámicas con las que forzar el modelo morfodinámico. Para ello se ha asumido que la escala anual es la escala de tiempo adecuada en la que puede ignorarse la cronología real de los forzamientos sin que se vean afectadas las tasas de transporte residual de sedimentos en el largo plazo. Por lo tanto, $t_{\text{morfo}} = 1$ año.

Con base en esta hipótesis, para simular 100 años morfodinámicos (T_{morfo}) se ha realizado lo siguiente. En primer lugar se ha establecido, para cada año morfológico, una secuencia aleatoria de las 9 condiciones (N_c) de oleaje (H_s , T_p , θ) y río (Q_i , Q_s) seleccionadas. Cada una de las condiciones de oleaje y río se ha aplicado durante un ciclo de marea morfológica ($T_{MM} = 12$ h hidrodinámicas). Con objeto de que los 9 ciclos hidrodinámicos (108 horas hidrodinámicas) representen cada uno de los años morfodinámicos (8760 horas morfodinámicas), se ha aplicado a cada condición de oleaje, río y marea un factor morfológico (M_f) que depende de su probabilidad de ocurrencia en cada año real (véase la ecuación 2.3). Además, para garantizar la estabilidad del modelo se han intercalado, entre las distintas condiciones de las secuencias establecidas, periodos de tiempo de estabilización ($T_{\text{estabilización}}$) de 12 horas hidrodinámicas con valores nulos para el M_f .

Aplicando la ecuación 2.4, se ha obtenido que para el caso de estudio es necesario simular un periodo de tiempo total hidrodinámico de 2 años y 6 meses para obtener la evolución morfodinámica de 100 años objeto de este estudio.

Escenario E6: Marea astronómica, río y oleaje

Este escenario es semejante al E5, sólo que en este caso no se ha incluido el $\Delta\eta$ como forzamiento.

El efecto morfológico del $\Delta\eta$, considerando como dinámicas la marea, los caudales fluviales y el oleaje, se obtiene como la diferencia entre los resultados de erosión/sedimentación de los escenarios E5 y E6.

Como resumen, la tabla 5.1 recoge las principales características de los escenarios planteados.

| EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA A LARGO PLAZO ($T_{\text{morfo}} = 100$ años) | | | |
|---|---|-----------|--|
| E1 | 4. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 5. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 6. M_f constante: $M_f = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ | E2 | 4. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 5. - 6. M_f constante: $M_f = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ |
| E3 | 5. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 6. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 7. Aportes fluviales medios anuales: $Q_i = 9 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$ 8. M_f constante: $M_f = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ | E4 | 5. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 6. - 7. Aportes fluviales medios anuales: $Q_i = 9 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$ 8. M_f constante: $M_f = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ |
| E5 | 5. Serie de MMf (véase la figura 5.19): $A_{MM} = 1.08 \cdot M2$; $T_{MM} = 12$ h 6. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 7. Reducción de inputs (véase la figura 5.21): <ul style="list-style-type: none"> ▪ oleaje (H_s, T_p, θ) ▪ río (Q_i, Q_s) 8. M_f variable: $M_f(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{\text{morfo}}}{T_{MM}}$ | E6 | 2. Serie de MMf (véase la figura 5.19): $A_{MM} = 1.08 \cdot M2$; $T_{MM} = 12$ h 3. - 4. Reducción de inputs (véase la figura 5.21): <ul style="list-style-type: none"> ▪ oleaje (H_s, T_p, θ) ▪ río (Q_i, Q_s) 5. M_f variable: $M_f(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{\text{morfo}}}{T_{MM}}$ |

Tabla 5.1. Escenarios planteados para analizar el efecto del aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$).

5.3. Aplicación del modelo morfodinámico - Delft3D

Una vez se tienen definidos los escenarios, se procede a la configuración y aplicación del modelo morfodinámico Delft3D en la zona de estudio.

En primer lugar, cabe señalar que, debido a la falta de series de datos instrumentales en la zona de estudio, batimetrías históricas y datos de las actuaciones sobre el estuario, no se ha podido calibrar ni validar el modelo. Con objeto de evaluar en la medida de lo posible el funcionamiento del módulo hidrodinámico, se ha realizado una comparación de los resultados numéricos con las medidas tomadas en la salida de campo descrita en el capítulo 4.

5.3.1. Valoración del funcionamiento del modelo hidrodinámico

Para analizar el comportamiento del modelo hidrodinámico, se ha reproducido numéricamente la hidrodinámica de la zona de estudio durante el periodo de tiempo en el que se dispone de medidas instrumentales, en este caso, el 28 de noviembre de 2014, día en el que se llevó a cabo la campaña de campo descrita en el capítulo 4.

La malla de cálculo empleada es una malla curvilínea que cubre la totalidad del área del estuario de Villaviciosa con continuidad hidrodinámica. La malla está constituida por 143 x 500 elementos de cálculo con una resolución variable entre 135 m en la zona exterior del estuario llegando a alcanzar los 6 m en la zona interior.

La figura 5.22 presenta la batimetría correspondiente a la malla descrita, referida al nivel medio del mar local (NMM).

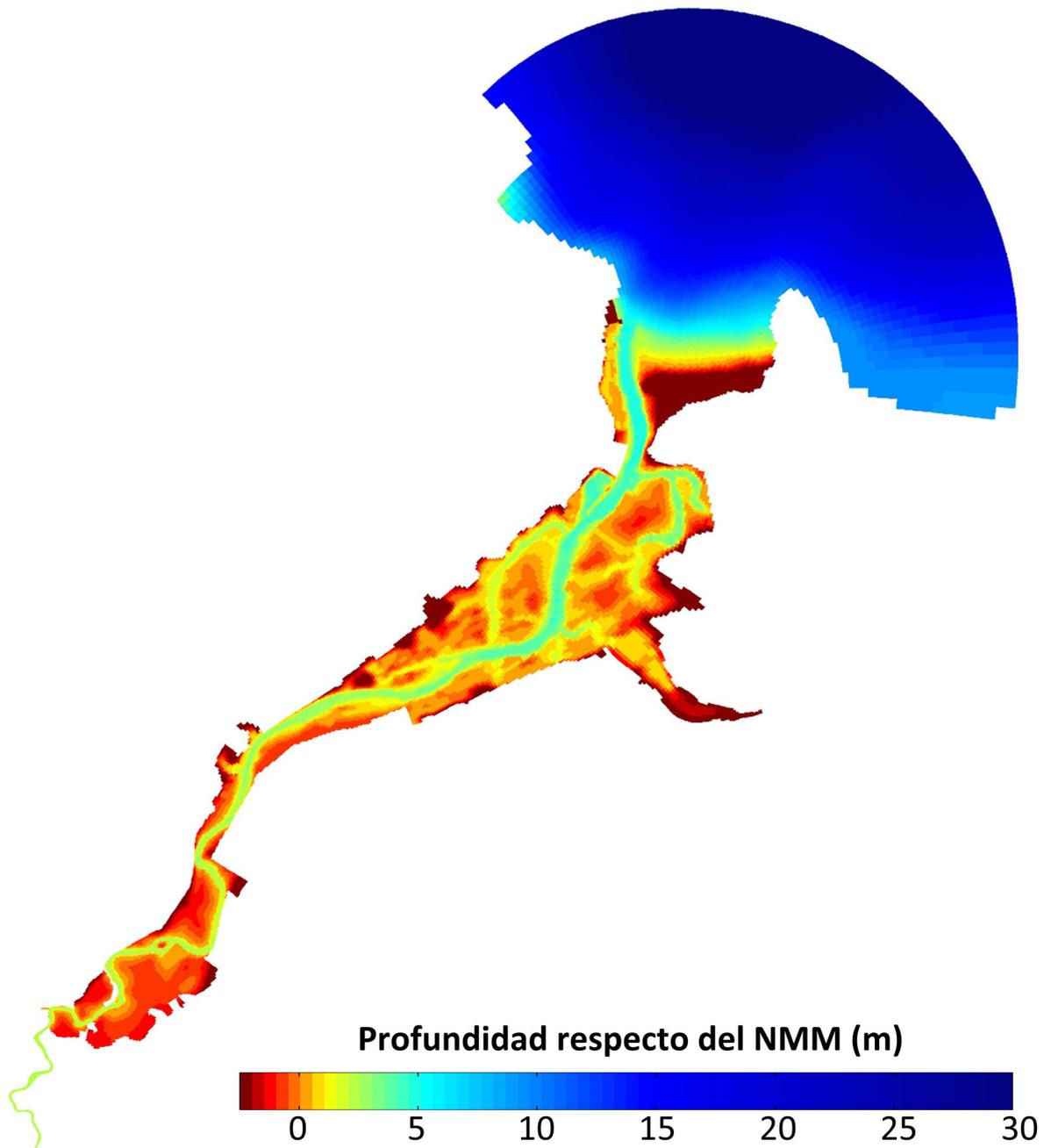


Figura 5.22. Malla hidrodinámica y batimetría de la zona de estudio.

Para aplicar el modelo se deben definir los coeficientes de rugosidad por fondo (C) y viscosidad de remolino (ϵ).

- El modelo permite obtener el coeficiente de rugosidad (C) de forma variable en el espacio y en el tiempo en función de la profundidad de la zona utilizando la fórmula de Colebrook:

$$C = 18 \log_{10} \left[\frac{12H}{k_s} \right] \quad (5.9)$$

Donde H es la profundidad y k_s la rugosidad equivalente de Nikuradse.

En el presente estudio se ha empleado un valor de k_s de 0.2 m determinado en calibraciones realizadas en otros estuarios del norte de España.

- La viscosidad de remolino (ε), se ha introducido de forma variable en el espacio según el tamaño de celda aplicando la siguiente expresión:

$$\varepsilon = k \cdot \Delta x \cdot u \quad (5.10)$$

Donde k es una constante cuyo valor varía entre 0.05 y 0.15, Δx es el tamaño de celda y u la velocidad característica del área de estudio.

En este estudio se ha adoptado un valor medio de k igual a 0.1 y una velocidad característica de 0.5 m/s.

Además, es necesario definir las condiciones iniciales y de contorno para el día de la campaña.

- Como condición inicial se ha establecido el nivel del mar correspondiente a la primera pleamar del día 28 de noviembre de 2014, de valor 1.5 m.
- Como condiciones de contorno se han introducido:
 - La serie temporal de marea astronómica obtenida para el 28 de noviembre de 2014, a partir del análisis armónico (Pawlowic et al., 2002) de la serie de nivel registrada por el mareógrafo de Gijón.
 - El caudal fluvial registrado durante la campaña de valor 1.14 m³/s.

Una vez preparado el modelo, se ha simulado la hidrodinámica en el estuario y se han comparado, a través de los estadísticos descritos en el capítulo 2 (s , ρ y RMSE), los resultados numéricos con los datos de corrientes medidos en la campaña (valores instantáneos). Llegados a este punto, cabe destacar la exigencia de la comparación efectuada en este trabajo ya que, se trata de valores instantáneos de corrientes sin ningún tipo de promediación.

En la figura 5.23 se representan las corrientes promediadas en vertical obtenidas con el modelo frente a las corrientes medidas en los 7 transectos (T_i) (véase la figura 4.2).

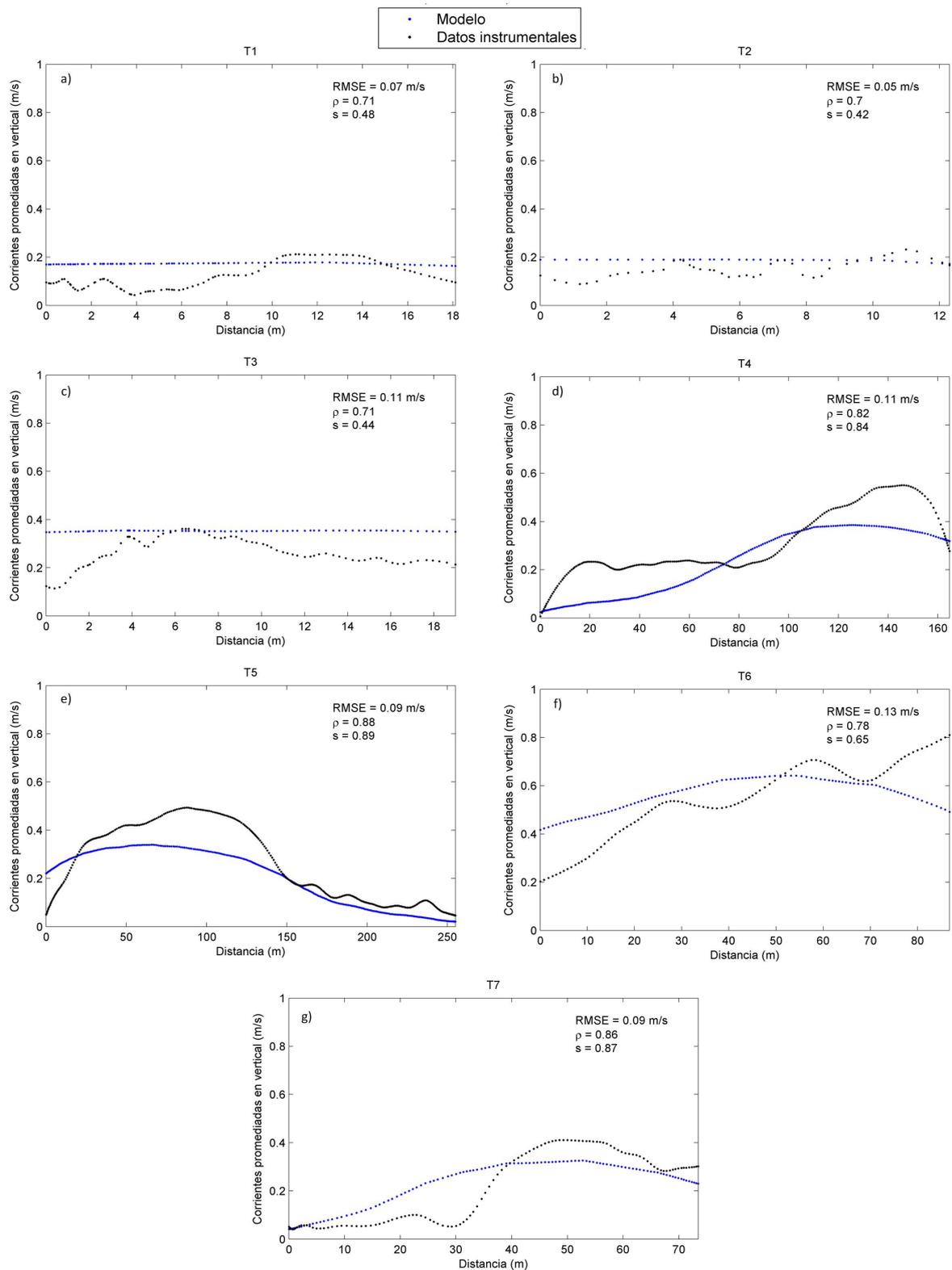


Figura 5.23. Velocidad medida (color negro) y modelada (color azul) en los transectos: a) T1, b) T2, c) T3, d) T4, e) T5, f) T6 y g) T7.

Por otra parte, en la tabla 5.2 se recogen los valores medios globales de los descriptores estadísticos utilizados.

| RESULTADOS GLOBALES DEL FUNCIONAMIENTO HIDRODINÁMICO | |
|---|------|
| RMSE | 0.09 |
| ρ | 0.78 |
| s | 0.66 |

Tabla 5.2. Resultados globales del funcionamiento hidrodinámico.

Puede observarse que, de forma general, existe un buen ajuste entre las corrientes modeladas y las corrientes medidas en los diferentes transectos, subestimándose ligeramente los valores máximos. En ningún caso se supera el error cuadrático medio de 13 cm/s y la correlación siempre es superior a 0.7.

En lo referente al índice skill (s), los peores resultados (s en torno a 0.45) se obtienen en los transectos T1, T2 y T3, correspondientes a la zona más interna del estuario. Estos resultados están condicionados por la resolución batimétrica conseguida en esa zona. En los transectos de T4 a T7 los valores del índice skill varían en torno a 0.8.

Teniendo en cuenta la exigencia de la comparación realizada en este trabajo al comparar valores instantáneos de corrientes con resultados numéricos, puede deducirse, a partir de los resultados globales recogidos en la tabla 5.2, que el modelo reproduce adecuadamente la hidrodinámica en el estuario de Villaviciosa.

5.3.2. Configuración del modelo

A continuación se describen las principales características de la configuración del modelo morfodinámico en cada uno de los escenarios planteados en la tabla 5.1.

Mallas de cálculo

En este estudio se han empleado dos mallas curvilíneas: una para la hidrodinámica y otra para el oleaje (véase la figura 5.24). Ambas mallas presentan una extensión similar cubriendo el área del estuario de Villaviciosa con continuidad hidrodinámica. La principal diferencia entre ambas mallas es la resolución alcanzada en el interior del estuario.

La malla hidrodinámica es la descrita en el apartado 5.3.1. Está constituida por 143 x 500 elementos de cálculo con una resolución variable entre 135 m en la zona exterior del estuario y 6 m en la zona interior, lo que permite representar los canales interiores de un modo adecuado.

La malla de oleaje tiene 80 x 179 elementos y una resolución que varía entre 10 y 15 m en la zona de la playa y su entorno próximo y 150 m a medida que se aleja de dicha zona.



Figura 5.24. Mallas de cálculo: a) malla hidrodinámica y b) malla de oleaje.

Periodos de tiempo de las simulaciones

Como se ha descrito en el apartado 5.2, los periodos de tiempo elegidos para las simulaciones son distintos según el escenario planteado:

- En las simulaciones de los escenarios E1, E2, E3 y E4 se ha adoptado un factor de escala de los efectos morfológicos (M_f) igual a 50, de forma que 2 años de simulación hidrodinámica equivalen a 100 años de evolución morfológica del estuario.
- En los escenarios E5 y E6 se ha empleado un factor morfológico (M_f) variable según la ecuación 2.3, de modo que 2 años y 6 meses de simulación hidrodinámica acoplada al oleaje, han permitido obtener la evolución morfodinámica de 100 años.

Condiciones iniciales y condiciones de contorno

Como condición inicial se ha introducido:

- En los escenarios E1, E2, E3 y E4, el nivel de pleamar de la marea astronómica (MA) de la zona de estudio, correspondiente al instante inicial de la simulación.
- En los escenarios E5 y E6, el nivel de pleamar de la marea morfológica (MMf) seleccionada en el instante inicial (1.44 m).

Como condiciones de contorno se han empleado:

- En el escenario E1, la serie de nivel resultante de la superposición de la marea astronómica real (MA) (véase la figura 5.18) y el aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) definido en la figura 2.2. La MA ha sido obtenida del análisis armónico de los datos del mareógrafo de Gijón.
- En el escenario E2, la onda real de MA.
- En el escenario E3, la serie de nivel de MA superpuesta al $\Delta\eta$ y los caudales fluviales líquidos y sólidos medios ($Q_l = 9 \text{ m}^3/\text{s}$ y $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$).
- En el escenario E4, la serie de MA y los caudales fluviales líquidos y sólidos medios ($Q_l = 9 \text{ m}^3/\text{s}$ y $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$).
- En el escenario E5, la serie de marea morfológica (MMf) (véase la figura 5.19) superpuesta al $\Delta\eta$ y las series sintéticas reconstruidas a partir de la clasificación obtenida de oleaje y río (C_i) (véase la figura 5.21 a y b).
- En el escenario E6, la onda de MMf y las series sintéticas reconstruidas a partir de la clasificación obtenida de oleaje y río (C_i).

Parámetros físicos y numéricos

Los parámetros físicos empleados en la configuración de los módulos hidrodinámico y morfodinámico son comunes para los seis escenarios considerados:

- Parámetros hidrodinámicos:
 - Rozamiento por fondo (C): se ha introducido según la ecuación 5.9, donde el coeficiente k_s toma el valor de 0.2 m.
 - Viscosidad de remolino horizontal (ϵ): se ha introducido según la ecuación 5.10, donde la constante k toma el valor de 0.1.

- Caracterización sedimentológica del fondo

Se ha caracterizado el fondo del estuario teniendo en cuenta la distribución de sedimento a gran escala mostrada en la figura 3.2. Además, con objeto de ajustar esta caracterización sedimentológica a una escala más adecuada, se han adoptado diferentes tipologías de sedimento en función de la hidrodinámica de la zona de estudio. Esto último se justifica porque la capacidad de limpieza de las corrientes depende de la intensidad de las mismas. Por lo tanto, las zonas de concentración de corrientes estarán desprovistas de los tamaños de grano más finos. De este modo, se distinguen diferentes zonas en el estuario según sea su composición granulométrica: zonas de grava (compuestas por un 84% de grava y un 16% de arena), zonas arenosas (80% de arena y 20% de fango), zonas areno-fangosas (60% de arena y 40% de fango), zonas fango-arenosas (40% de arena y 60 % de fango) y zonas fangosas (20% de arena y 80% de fangos). En la figura 5.25 se presenta el mapa de distribución sedimentológica empleado en el presente estudio.

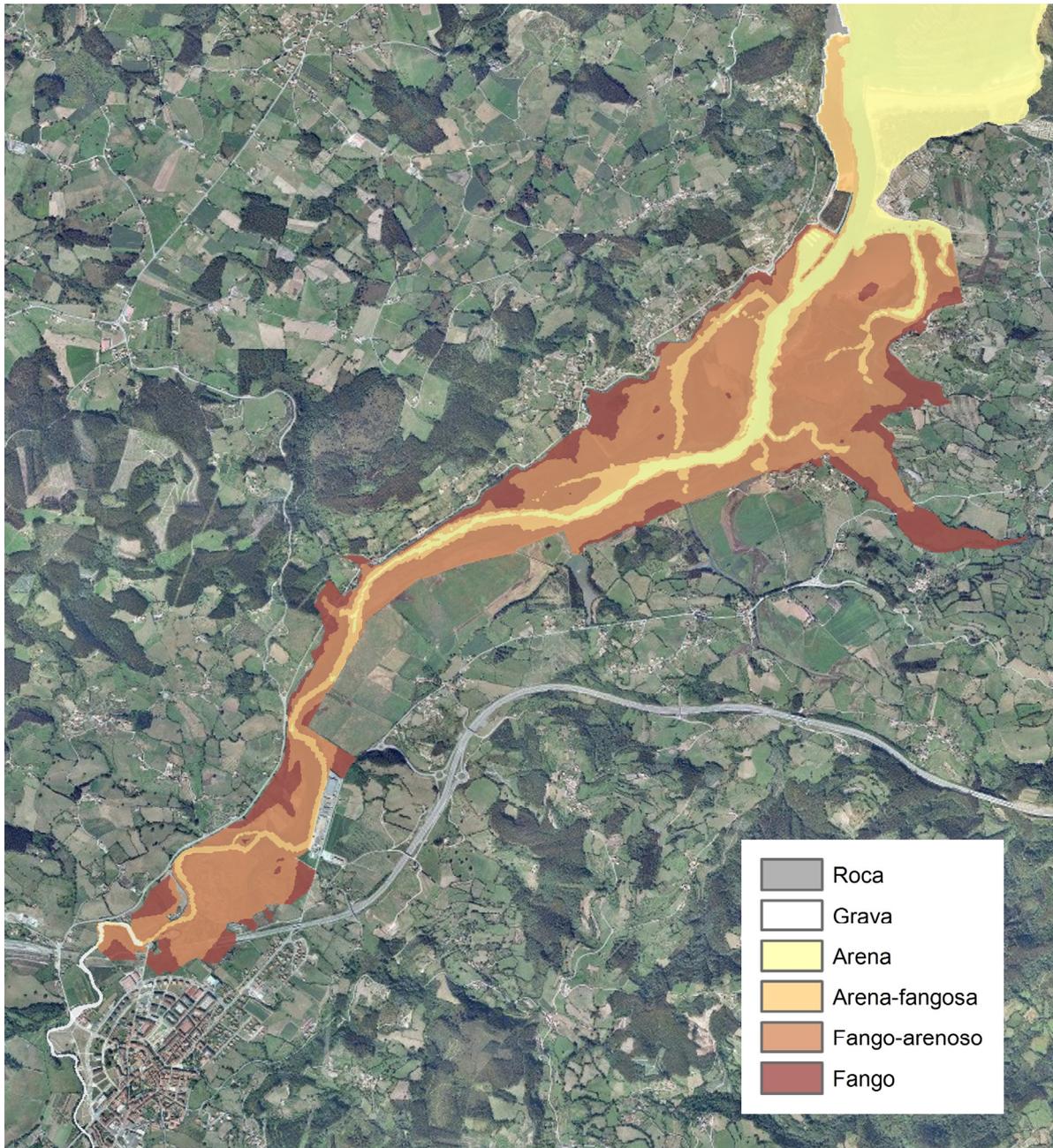


Figura 5.25. Mapa de la distribución sedimentológica adoptada en este estudio.

Para definir cada tipo de sedimento se han adoptado unos tamaños medios de partícula de 0.011 mm para el sedimento cohesivo, 0.2 mm para la arena y 2 mm para la grava (tamaño máximo de sedimento admitido por el modelo). La velocidad de sedimentación del material cohesivo se ha obtenido según la formulación propuesta por Alvera et al. (2003).

- Parámetros morfológicos

Como se ha mencionado en el apartado 2.1.3, las ecuaciones de transporte de sedimentos emplean una serie de coeficientes de ajuste que es necesario calibrar (Sus , Bed , $SusW$, $BedW$ y α_{bn}). Como en la zona de estudio no se dispone de batimetrías históricas para calibrar el módulo morfodinámico, los valores de estos coeficientes se han adoptado con base en estudios previos.

Los factores Sus , Bed , $SusW$ y $BedW$ toman un valor por defecto igual a 1, que funciona razonablemente bien en zonas de aguas profundas. Sin embargo, en zonas costeras, y especialmente en el caso de simulaciones bidimensionales, $SusW$ y $BedW$ sobreestiman el transporte inducido por el oleaje por lo que se recomienda reducir su efecto. Teniendo en cuenta los análisis realizados en estudios previos (Grunnet et al (2004), Mann et al. (2006), Van Rijn et al. (2007), Walstra et al (2007), Brière et al (2011)) y los resultados obtenidos en unos casos de prueba efectuados en el estuario de Villaviciosa, se han adoptado para este estudio los valores de 0.2 para $SusW$ y 0.01 para $BedW$.

En relación al coeficiente α_{bn} , van der Wegen y Roelvink (2012) realizaron un análisis de sensibilidad utilizando dos formulaciones de transporte de sedimentos distintas: Engelund y Hansen (1967) y Van Rijn (1993). Los autores concluyen que, en su caso de estudio, después de 200 años de simulación morfodinámica, los mejores resultados se obtienen para $\alpha_{bn} = 10$ cuando la formulación empleada era la de Engelund y Hansen (1967) y $\alpha_{bn} = 100$ con Van Rijn (1993).

En este estudio se emplea la ecuación de transporte de Engelund y Hansen (1967) en los escenarios E1, E2, E3 y E4, ya que es la formulación recomendada para simulaciones en estuarios. Sin embargo, en los escenarios E5 y E6, el hecho de incluir oleaje obliga al empleo de Van Rijn (1993). En consecuencia, el valor de α_{bn} adoptado es 10 en los escenarios de E1 a E4 y 100 en los escenarios E5 y E6.

Respecto al módulo de oleaje empleado en los escenarios E5 y E6, se establece:

- Una discretización espectral constituida por 36 direcciones y 24 grupos de frecuencia.
- Un acoplamiento con el módulo hidrodinámico cada 60 minutos.

Una vez se tiene el modelo morfodinámico configurado para cada uno de los escenarios planteados, se procede a simular numéricamente cada uno de ellos. El análisis de resultados permitirá evaluar el efecto del aumento del nivel del mar sobre la morfodinámica en cada escenario.

5.4. Efectos del cambio climático en el estuario

En este apartado se presentan, para las distintas combinaciones de las dinámicas analizadas (marea astronómica, río y oleaje), los cambios morfológicos previstos en el estuario de Villaviciosa debido al aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$), en los años horizonte 2050 y 2100. Los efectos morfológicos del $\Delta\eta$ se han obtenido, en cada caso, como la diferencia entre las batimetrías resultantes de los escenarios E1-E2, E3-E4 y E5-E6 (véase la tabla 5.1). Como se ha mencionado anteriormente, la comparación de los resultados tiene un doble propósito. Por un lado, se trata de estimar los efectos morfodinámicos en el largo plazo de la subida progresiva del nivel del mar y, por otro, se pretende evaluar la sensibilidad a las dinámicas de la evolución morfodinámica a largo plazo de un estuario. Por lo tanto, todos los casos representan el efecto del aumento del nivel medio del mar y específicamente, E12_M evalúa ese efecto teniendo en cuenta solamente el forzamiento de la marea astronómica; E34_MR incluye la marea astronómica y el caudal fluvial (líquido y sólido) y finalmente, E56_MRO tiene en cuenta la marea astronómica, el río y el oleaje.

Los valores presentados deben tomarse como una estimación de tendencias y no como valores absolutos. Esto es debido a la gran incertidumbre asociada en primer lugar, a la falta de detalle en los datos batimétricos y en la información sedimentaria del fondo, en segundo lugar, a la falta de batimetrías históricas y de datos de actuaciones antrópicas que permitan calibrar los parámetros morfológicos del modelo y, por último, a la propia incertidumbre del estado del conocimiento actual del modelado morfodinámico de procesos a largo plazo. Una vez tenido esto en cuenta se procede a analizar los resultados obtenidos.

Las figuras 5.26, 5.27 y 5.28 muestran los mapas de erosión/sedimentación obtenidos a los 50 y 100 años de evolución morfodinámica, en los casos E12_M, E34_MR y E56_MRO, respectivamente.

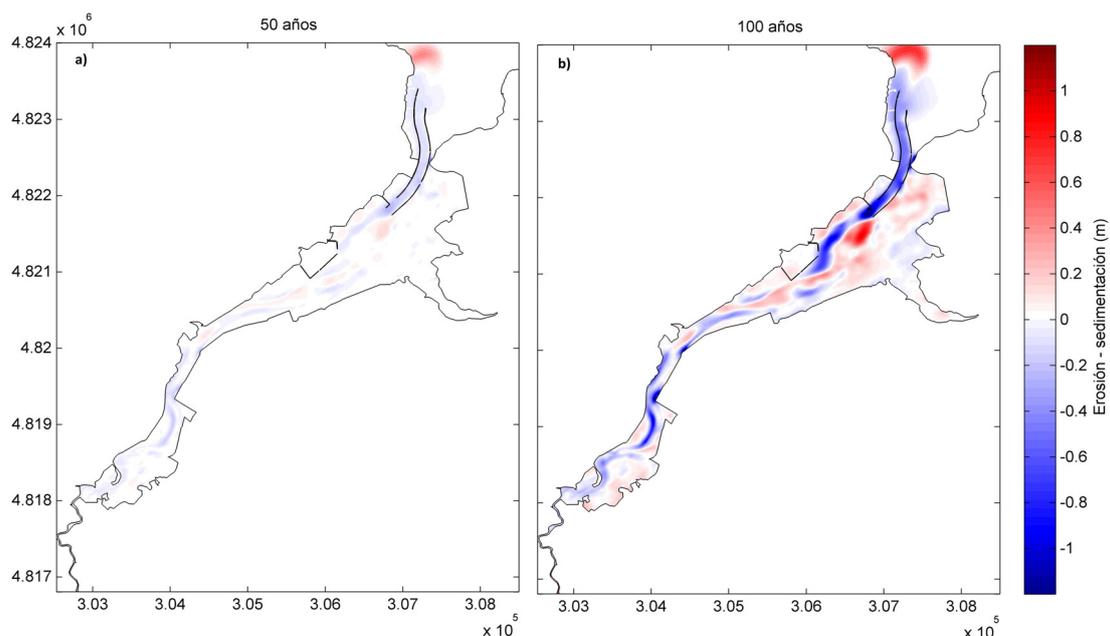


Figura 5.26. Mapa de erosión/sedimentación debido al $\Delta\eta$ obtenido para el caso E12_M tras:
a) 50 años y b) 100 años de evolución morfodinámica.

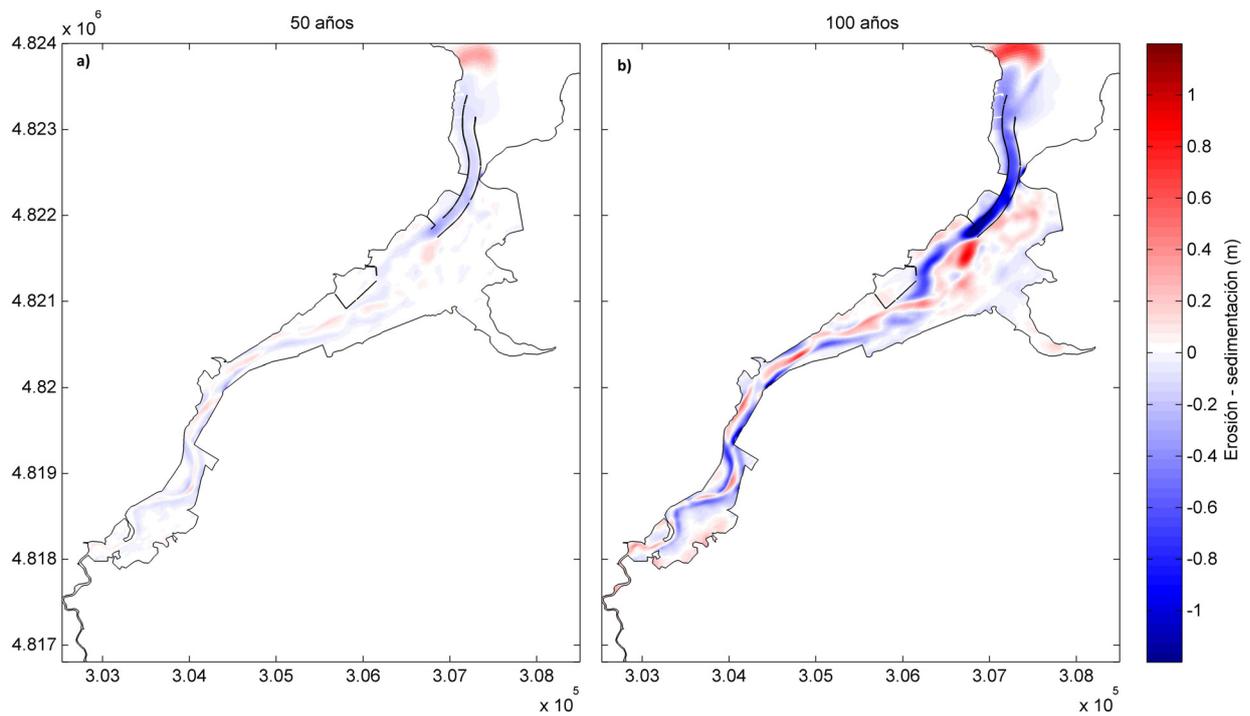


Figura 5.27. Mapa de erosión/sedimentación debido al $\Delta\eta$ obtenido para el caso E34_MR tras: a) 50 años y b) 100 años de evolución morfo-dinámica.

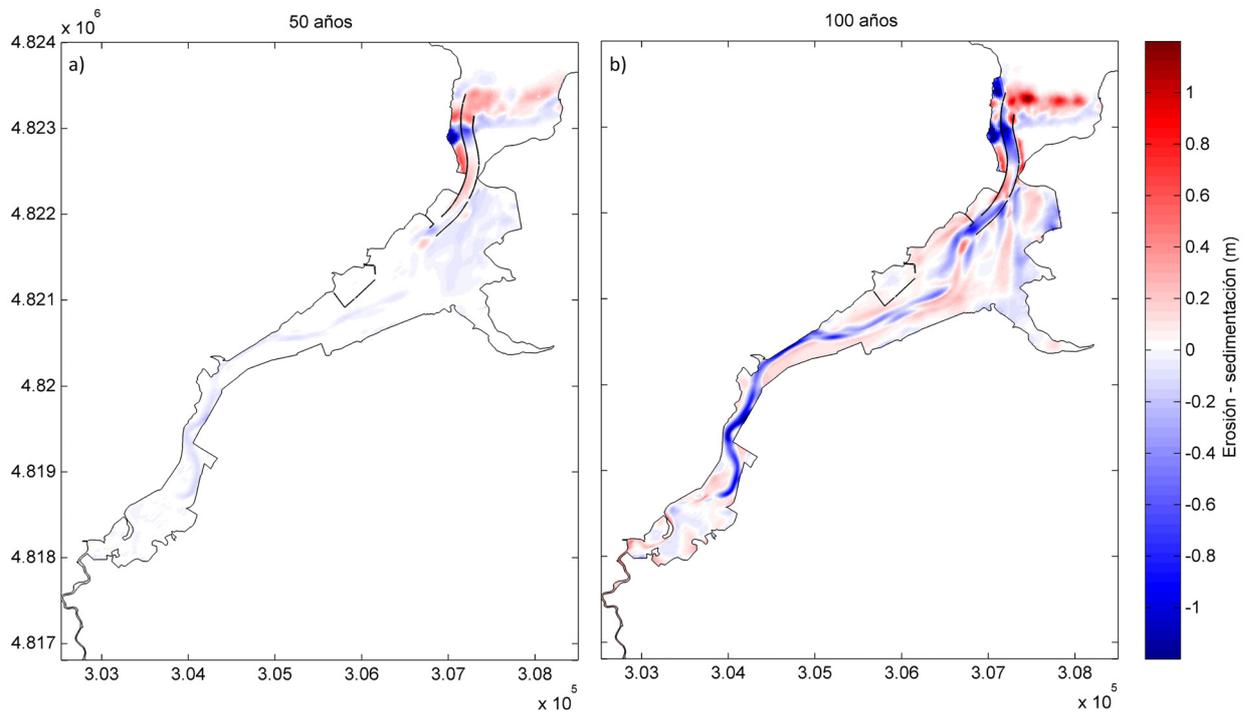


Figura 5.28. Mapa de erosión/sedimentación debido al $\Delta\eta$ obtenido para el caso E56_MRO tras: a) 50 años y b) 100 años de evolución morfo-dinámica.

Comparando las figuras anteriores, se observa que el efecto de tener en cuenta las distintas dinámicas que juegan un papel en la morfo-dinámica del estuario, es de distinta relevancia en función de la zona del estuario que se considere.

En la zona interior, en todos los escenarios se observa una erosión en los canales mareales y una sedimentación en los bajos interiores debido al $\Delta\eta$. Como se va a ver en detalle más adelante, la magnitud de los cambios globales es del mismo orden independientemente del escenario considerado. Sin embargo, existen diferencias localizadas en la zona del interior más próxima a la desembocadura. Nótese que en la zona denominada "bahía arenosa" en la figura 3.2, las diferencias entre E12_M y E34_MR son despreciables, siendo el caso E56_MRO el que presenta más diferencias con los otros dos. Por lo que se puede concluir, que en el interior del estuario donde no afecte el oleaje, las simulaciones a largo plazo incluyendo solo marea astronómica son una buena aproximación.

En la zona exterior, se aprecia que es irrelevante introducir el río en la simulación. Sin embargo, el oleaje juega un papel crucial en la evolución de la desembocadura, del bajo exterior y de la playa adyacente. Por lo tanto, en esta zona el caso E56_MRO es el que mejor representa la evolución a largo plazo.

A continuación, con base en los resultados obtenidos, se describen en detalle los principales efectos del $\Delta\eta$ en cada uno de los elementos morfológicos del estuario.

Bajos interiores

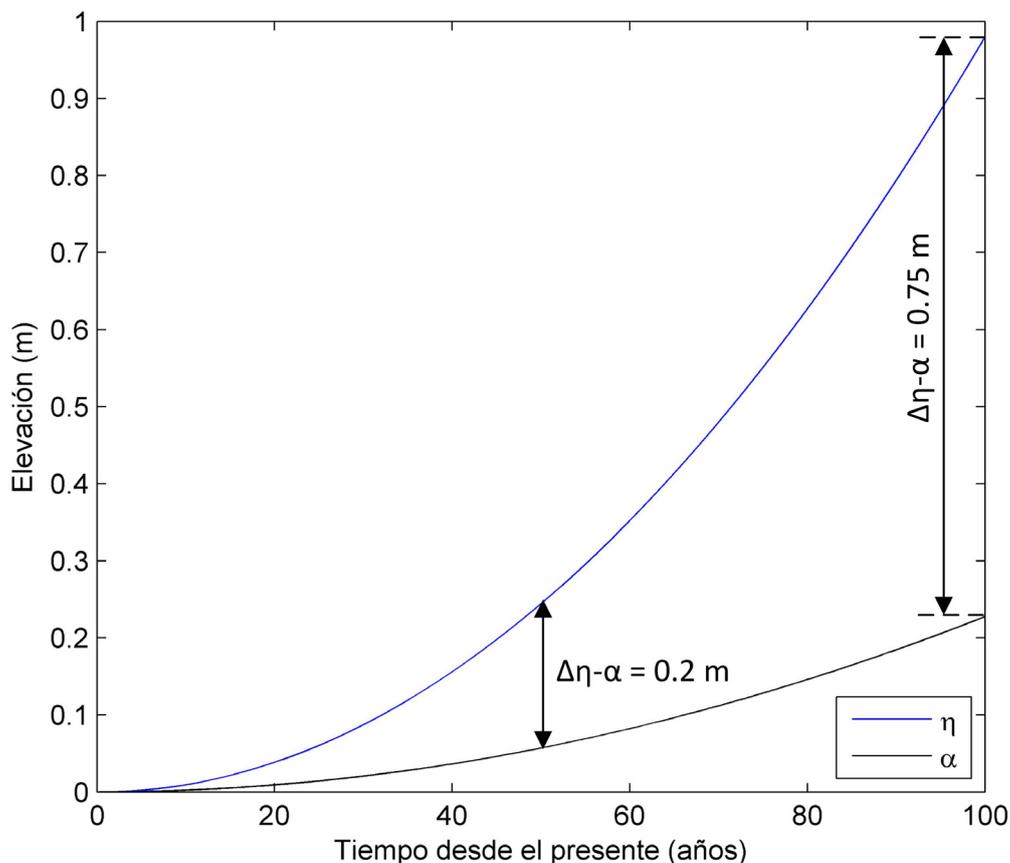
Como puede verse en las figuras 5.26 y 5.27, los bajos interiores experimentarán un aumento en su cota (α) debido al $\Delta\eta$. La tabla 5.3 recoge, para las combinaciones de escenarios E12_M y E34_MR, el rango de valores medios de α obtenido para los años horizonte 2050 y 2100. El límite inferior del rango se ha calculado como el promedio del incremento de cota de todos los bajos interiores. El límite superior, se ha obtenido como la media aritmética de los valores comprendidos entre los percentiles del 50% y del 95%. El sedimento necesario para incrementar la cota de los bajos (α) provendrá fundamentalmente de la erosión de los canales mareales y del río.

| | Año horizonte | |
|--------|---------------|------------|
| | 2050 | 2100 |
| E12_M | 5 - 6 cm | 14 - 19 cm |
| E34_MR | 6 - 9 cm | 18 - 25 cm |

Tabla 5.3. Aumento medio de la cota de los bajos interiores (α) de Villaviciosa.

A partir de los resultados obtenidos se observa que, a pesar de la reducida magnitud de los aportes sedimentarios del río (véase el apartado 5.1), el efecto del mismo en los bajos interiores va aumentando en importancia con el tiempo.

En la figura 5.29 se representa el $\Delta\eta$ impuesto en este estudio frente a la curva de mejor ajuste de los valores medios de α obtenidos numéricamente. Se observa que en el estuario de Villaviciosa el aumento de la cota de los bajos interiores se produce a menor velocidad que el aumento del nivel del mar previsto ($\alpha < \Delta\eta$). Por lo tanto, el sistema estará en desequilibrio produciéndose un cambio gradual en el prisma de marea ($\Delta\Omega > 0$) que irá modificando la desembocadura, los canales mareales y el bajo exterior.


 Figura 5.29. Incrementos de nivel del mar ($\Delta\eta$) y de la cota de los bajos interiores (α) en Villaviciosa.

Canales mareales

En los canales mareales del interior del estuario, se producirá una erosión, consecuencia del incremento del prisma de marea, que aumentará su anchura y profundidad. La tabla 5.4, muestra, para las combinaciones de escenarios E12_M y E34_MR, los volúmenes erosionados en los canales mareales en los años 2050 y 2100.

| | Año horizonte | |
|---------------|---------------|------|
| | 2050 | 2100 |
| E12_M | 2 % | 10 % |
| E34_MR | 3 % | 18 % |

Tabla 5.4. Volumen erosionado en los canales mareales de Villaviciosa.

A partir de dichos resultados puede verse que, a medida que transcurre el tiempo, se va intensificando la erosión en los canales (el volumen erosionado es mayor en los últimos 50 años que en los 50 primeros). Esto es debido al aumento progresivo de la diferencia entre $\Delta\eta$ y α (véase la figura 5.29) que, según la ecuación 2.1, va generando un incremento de prisma de marea ($\Delta\Omega$) cada vez mayor y por lo tanto, una erosión más intensa.

Desembocadura

En la bocana tendrá lugar una erosión que aumentará su sección permitiendo la entrada de un mayor volumen de agua en cada ciclo de marea. Como la desembocadura se encuentra confinada lateralmente entre diques, la erosión originará un aumento de profundidad. La figura 5.30 muestra la evolución de la sección obtenida en los tres casos analizados: E12_M (sólo marea), E34_MR (marea y río) y E56_MRO (marea, río y ola) y la tabla 5.5 recoge el incremento medio del calado de la desembocadura en los años 2050 y 2100. Este valor se ha calculado como el promedio del incremento de calado a lo largo de la sección de la desembocadura.

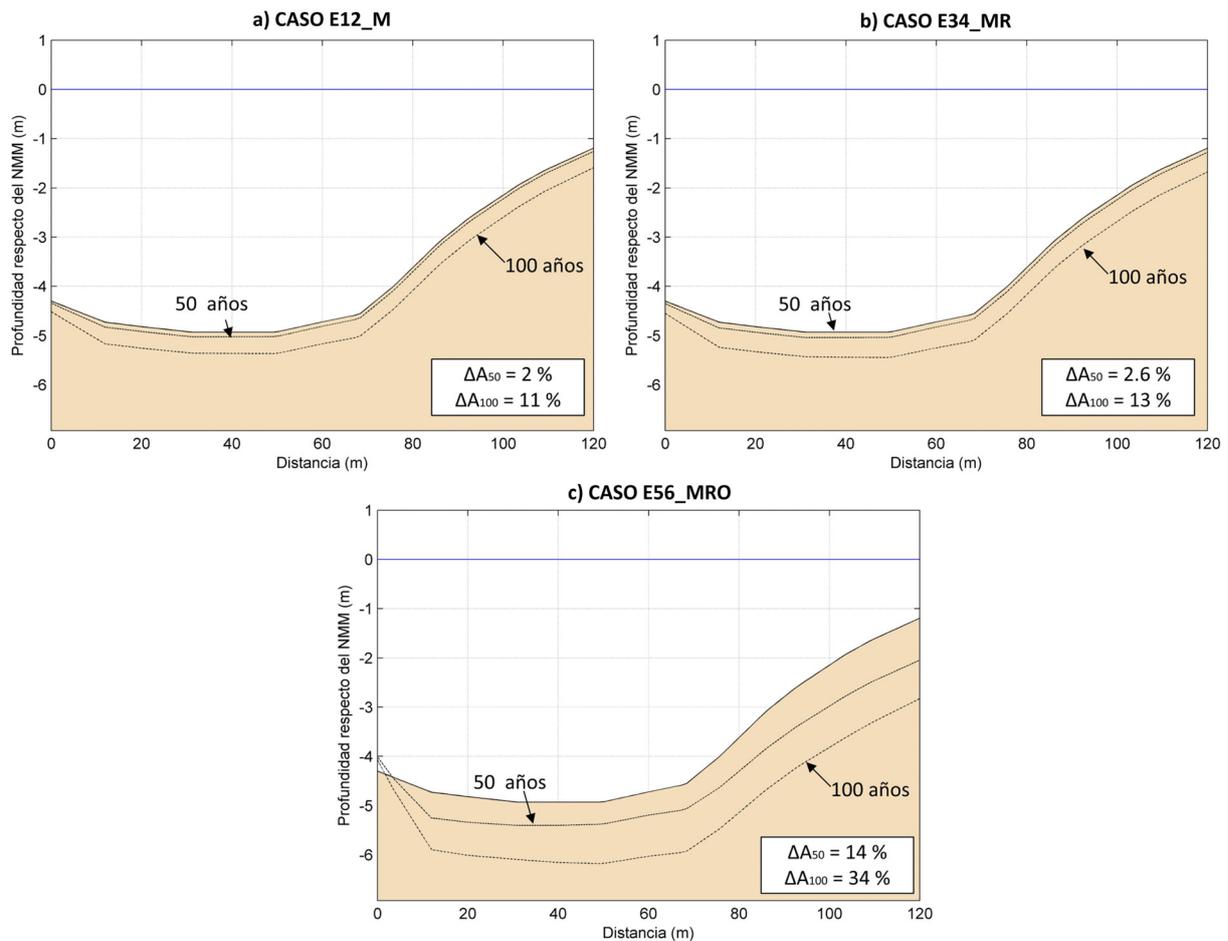


Figura 5.30. Aumento de la sección de la desembocadura de Villaviciosa resultante en los casos: a) E12_M, b) E34_MR y c) E56_MRO.

| | Año horizonte | |
|----------------|---------------|--------|
| | 2050 | 2100 |
| E12_M | 8.5 cm | 43 cm |
| E34_MR | 10 cm | 50 cm |
| E56_MRO | 56 cm | 131 cm |

Tabla 5.5. Incremento medio de calado en la desembocadura de Villaviciosa.

En la figura 5.30 se observa que el aumento de la sección de la bocana es similar en los casos E12_M y E34_MR, obteniendo un incremento del 2% para el año horizonte 2050 y del 12% para el 2100. Sin embargo, el aumento de sección previsto en el caso E56_MRO es mucho mayor, un 14% para el 2050 y un 34% para el 2100. Este mayor incremento es debido al efecto del oleaje que genera, en la zona exterior del estuario, las corrientes de rotura que combinadas con las de marea, intensifican los procesos erosivos en el entorno de la desembocadura.

Como se ha indicado anteriormente, la estimación de la evolución a largo plazo de la desembocadura mediante modelado de procesos requiere introducir el efecto del oleaje.

Bajo exterior

Las conclusiones sobre la evolución del bajo exterior se han obtenido a partir de los resultados del caso E56_MRO, puesto que es el único que caracteriza correctamente las dinámicas de la zona exterior del estuario.

A partir de los mapas de erosión/sedimentación obtenidos del modelado numérico (véase la figura 5.28) se ha calculado el volumen depositado en el bajo exterior resultando un incremento del 34% para el año 2050 y del 74% para el 2100. El sedimento que llegue al bajo exterior procederá fundamentalmente de la playa adyacente que sufrirá un retroceso debido, por un lado, al incremento del nivel del mar y por otro, a la pérdida de sedimento en favor del bajo exterior.

6. CONCLUSIONES

En este documento se presentan dos tipos de metodologías, una basada en modelos de procesos y otra en modelos empíricos de equilibrio, que permiten estimar la evolución morfodinámica a largo plazo de estuarios y el efecto del cambio climático en su morfología.

En el capítulo 5 del informe correspondiente a la tarea 2.4 se ha aplicado la metodología basada en modelos de equilibrio a los siguientes estuarios asturianos: Eo, Navia, Nalón, Avilés, Villaviciosa y Ribadesella.

En este documento se ha aplicado la metodología basada en modelos de procesos a un estuario piloto, Villaviciosa, y se han obtenido una serie de conclusiones que aparecen resumidas en los diferentes apartados de este capítulo.

6.1. Requerimientos de los modelos de procesos

Para aplicar de forma adecuada los modelos de procesos es necesario contar con los siguientes datos:

- Batimetrías históricas y datos de actuaciones antrópicas para calibrar y validar los modelos.
- Batimetrías de detalle actuales.
- Caracterización sedimentológica del fondo.
- Series históricas de las dinámicas (marea astronómica, marea meteorológica, oleaje, aportes fluviales y aumento del nivel del mar para estudios a largo plazo).
- Aportes sedimentarios al sistema.

Además, para hacer frente al elevado esfuerzo computacional que supone la simulación morfodinámica de decenas y centenas de años, es necesario utilizar técnicas de reducción de inputs y aceleración morfológica.

6.2. Datos de partida disponibles

De todos los datos necesarios mencionados en el apartado anterior, para el desarrollo del presente estudio se ha contado con:

1. Batimetrías actuales de detalle en zonas concretas del estuario (carta náutica 936 del IHM, batimetría de detalle del año 2010 y cartografía del año 2003 proporcionadas por el Principado de Asturias).
2. Caracterización sedimentológica del fondo (Flor, G. y Flor-Blanco, G., 2013).
3. Datos de las dinámicas (mareógrafo de Gijón de Puertos del Estado, bases de datos de oleaje y marea meteorológica de IHCantabria y bases de datos de precipitación proporcionados por la Universidad de Cantabria).

Con objeto de completar la información topo-batimétrica disponible y de contar con medidas instrumentales que permitan evaluar el funcionamiento del módulo hidrodinámico del modelo utilizado (Delft3D), se ha llevado una campaña de campo el día 28 de noviembre de 2014. En ella se han medido datos batimétricos en una serie de perfiles longitudinales y transversales distribuidos a lo largo del estuario. En los perfiles

transversales también se han registrado corrientes y en un punto alejado de la influencia mareal se midió el caudal (véase la figura 4.2).

6.3. Identificación de las dinámicas dominantes

La configuración morfológica media de un estuario depende de las condiciones hidrodinámicas medias y de los aportes sedimentarios recibidos. Por lo tanto, para aplicar modelado de procesos se ha realizado, con base en los datos de partida, un análisis estadístico de las principales dinámicas de la zona de estudio pudiendo extraerse las siguientes conclusiones:

- La marea astronómica (MA) en la zona de estudio es semidiurna. El rango de marea más probable en la zona de estudio es de 2.7 m y el valor del percentil del 75% es de 3.2 m (véanse las figuras 5.2 y 5.3).
- Los valores más probables de marea meteorológica (MM) oscilan en torno a los -4 cm y el percentil del 75% no supera los 5 cm (véanse las figuras 5.4 y 5.5). Como la morfología de un estuario depende de las condiciones medias más probables de las dinámicas, en este estudio se ha despreciado el efecto de la marea meteorológica.
- Los aportes fluviales líquidos y sólidos (Q_l y Q_s) se han obtenido a partir de los datos de precipitación disponibles. Los caudales líquidos más probables oscilan entre los 5 m³/s y 9 m³/s y el valor del percentil del 75% es de 9 m³/s (véanse las figuras 5.11 y 5.12). En relación a los caudales sólidos, los valores más probables de concentración de sólidos en suspensión son inferiores a 0.0025 kg/m³ y el valor del percentil del 75% es de 0.0009 kg/m³ (véanse las figuras 5.13 y 5.14), lo que supone unos aportes fluviales medios anuales en torno a los 871790 kg/año.
- La altura de ola significativa (H_s) más probable en la zona exterior del estuario es de 0.85 m y la del percentil del 75% es de 1.5 m (véanse las figuras 5.15 y 5.16). Debido a la disposición de la bocana, la zona interior se encuentra protegida frente a los oleajes dominantes del sector NNW.
- Una vez analizadas todas las dinámicas se establece que el factor que condiciona de forma determinante las características hidrodinámicas y, por lo tanto, las morfodinámicas en el interior del estuario de Villaviciosa es la marea astronómica. En el exterior del estuario, además de la marea astronómica, el oleaje es un forzamiento determinante.

6.4. Valoración del funcionamiento del modelo hidrodinámico

Un paso previo necesario a la utilización de cualquier modelo numérico es su calibración y su validación. En este estudio, dada la falta de series de datos instrumentales, batimetrías históricas y datos de las actuaciones en el estuario, no se ha podido calibrar ni validar el modelo morfodinámico.

Con objeto de evaluar en la medida de lo posible el funcionamiento del módulo hidrodinámico, se han comparado, a través de una serie de descriptores estadísticos (ecuaciones 2.5, 2.6 y 2.7), los resultados de corrientes proporcionados por el modelo con valores reales (instantáneos) observados durante una campaña de campo de 1 día

de duración. A partir de los resultados obtenidos pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- De forma general, existe un buen ajuste entre las corrientes modeladas y las corrientes medidas en los diferentes transectos, subestimándose ligeramente los valores máximos. En ningún caso se supera el error cuadrático medio (RMSE) de 13 cm/s y la correlación (ρ) siempre es superior a 0.7.
- En lo referente al índice skill (s), los peores resultados (s en torno a 0.45) se obtienen en los transectos T1, T2 y T3, correspondientes a la zona más interna del estuario. Estos resultados están condicionados por la resolución batimétrica conseguida en esa zona. En los transectos de T4 a T7 los valores del índice skill son en torno a 0.8 (véase la figura 5.23).
- Teniendo en cuenta que únicamente se dispone de datos instantáneos de corrientes a lo largo de un único día y que, por lo tanto, sólo puede considerarse el aspecto cualitativo de esta comparación, se pueden destacar los buenos resultados obtenidos para el índice skill, en torno a 0.8, en las zonas intermedia y exterior del estuario.

6.5. Aplicación del modelo de procesos – Delft3D

Se ha aplicado la metodología basada en modelado de procesos al estuario de Villaviciosa para evaluar los efectos morfodinámicos del aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) en los años horizonte 2050 y 2100. En este estudio se ha empleado el modelo numérico Delft3D (Roelvink y van Banning, 1994; WL/Delft Hydraulics, 2011) por las ventajas que ofrece en relación al uso de mallas curvilíneas ya que, este tipo de mallas permite optimizar los recursos computacionales disponibles adaptándose a las necesidades del estudio.

La hipótesis principal adoptada en este estudio es la siguiente: la tasa de aumento del nivel medio del mar ($\Delta\eta$) es variable y en este estudio se ha seguido la expresión propuesta por van der Wegen (2013), imponiendo un aumento de 1 m a los 100 años (véase la figura 2.2).

Además, con objeto de analizar la sensibilidad a las distintas dinámicas de los resultados morfodinámicos a largo plazo, se han simulado una serie de escenarios que dependen de los forzamientos utilizados:

- Escenario E1: marea astronómica y aumento del nivel del mar.
- Escenario E2: marea astronómica.
- Escenario E3: marea astronómica, aumento del nivel del mar y aportes fluviales.
- Escenario E4: marea astronómica y aportes fluviales.
- Escenario E5: marea astronómica, aumento del nivel del mar, aportes fluviales y oleaje.
- Escenario E6: marea astronómica, aportes fluviales y oleaje.

La simulación directa de estos escenarios (simulación de fuerza bruta) durante el periodo de tiempo requerido (100 años) es, en la actualidad, una técnica inviable para obtener resultados en un tiempo realista (tiempo de vida del proyecto). Por este motivo, se han empleado técnicas de "reducción de inputs" (*marea morfológica* y clasificación *K-medias*) y de "aceleración morfológica" (*factor morfológico*) (véase el apartado 2.1.2). En la tabla 6.1 se recogen las características de los casos simulados.

| EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA A LARGO PLAZO ($T_{\text{morfo}} = 100$ años) | | | |
|---|---|-----------|---|
| E1 | 7. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 8. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 9. Mf constante: $Mf = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ | E2 | 7. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 8. - 9. Mf constante: $Mf = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ |
| E3 | 9. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 10. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 11. Aportes fluviales medios anuales: $Q_i = 9 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$ 12. Mf constante: $Mf = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ | E4 | 9. Serie real de MA (véase la figura 5.18): $T_{\text{hidro}} = 2$ años 10. - 11. Aportes fluviales medios anuales: $Q_i = 9 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_s = 0.001 \text{ kg}/\text{m}^3$ 12. Mf constante: $Mf = \frac{T_{\text{morfo}}}{T_{\text{hidro}}} = 50$ |
| E5 | 9. Serie de MMf (véase la figura 5.19): $A_{\text{MM}} = 1.08 \cdot M2$; $T_{\text{MM}} = 12 \text{ h}$ 10. $\Delta\eta$ (véase la figura 2.2) 11. Reducción de inputs (véase la figura 5.21): ▪ oleaje (H_s, T_{pr}, θ) ▪ río (Q_r, Q_s) 12. Mf variable: $Mf(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{\text{morfo}}}{T_{\text{MM}}}$ | E6 | 6. Serie de MMf (véase la figura 5.19): $A_{\text{MM}} = 1.08 \cdot M2$; $T_{\text{MM}} = 12 \text{ h}$ 7. - 8. Reducción de inputs (véase la figura 5.21): ▪ oleaje (H_s, T_{pr}, θ) ▪ río (Q_r, Q_s) 9. Mf variable: $Mf(p_c) = \frac{p_c \cdot t_{\text{morfo}}}{T_{\text{MM}}}$ |

 Tabla 6.1. Escenarios planteados para analizar el efecto del aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$).

6.6. Estudio de los efectos del cambio climático en el estuario de Villaviciosa

Tras haber simulado numéricamente cada uno de los escenarios planteados, se han obtenido los efectos morfológicos previstos debido al aumento del nivel del mar ($\Delta\eta$) como la diferencia entre las batimetrías resultantes de los escenarios E1-E2, E3-E4 y E5-E6. Cada una de estas diferencias se han denominado: E12_M, E34_MR y E56_MRO, respectivamente.

En las figuras 5.26, 5.27 y 5.28 se muestran los mapas de erosión/sedimentación resultantes para cada una de estas combinaciones.

Los valores presentados deben tomarse como una estimación de tendencias y no como valores absolutos. Esto es debido a la gran incertidumbre asociada en primer lugar, a la falta de detalle en los datos batimétricos y en la información sedimentaria del fondo, en segundo lugar, a la falta de batimetrías históricas y de datos de actuaciones antrópicas que permitan calibrar los parámetros morfológicos del modelo y, por último, a la propia incertidumbre del estado del conocimiento actual del modelado morfodinámico de procesos a largo plazo.

Una vez tenido esto en cuenta, a partir del análisis de resultados puede extraerse una serie de conclusiones. Respecto al papel que desempeñan las dinámicas, puede distinguirse entre las zonas interior y exterior del estuario:

- El efecto de la marea es fundamental en la zona interior del estuario: bajos y canales interiores.
- El efecto del río, a pesar de que los aportes sedimentarios son reducidos, es relevante en el interior del estuario en el largo plazo.
- La marea y el oleaje son las dinámicas que determinan la configuración morfológica de la zona exterior del estuario: desembocadura, bajo exterior y playa adyacente.

Por lo tanto, la tendencia morfodinámica en la zona interior del estuario (bajos interiores y canales mareales) puede describirse a partir de los resultados obtenidos del caso E45_MR, que incluye las dinámicas marea y río. En la zona exterior (desembocadura y bajo exterior) los cambios morfológicos quedan mejor representados por el caso E56_MRO, que incluye marea, río y oleaje.

- Los bajos interiores experimentarán un aumento de su cota (α) cuyos valores medios se han estimado entre los 6-9 cm y 18-25 cm para los años horizonte, 2050 y 2100, respectivamente. El sedimento demandado procederá fundamentalmente del río y de la redistribución de sedimento en el interior del estuario.
- En los canales mareales interiores del estuario se generará una erosión que aumentará su anchura y profundidad. Esta erosión empezará a percibirse fundamentalmente a partir del año 2050. En el año 2050 se ha estimado un incremento de volumen de los canales del 3% y en el 2100 del 18%.
- El área de la desembocadura aumentará en torno al 14% para el año horizonte 2050 y al 34% para el 2100, traduciéndose en unos incrementos medios de calado de 0.5 m y 1.3 m, respectivamente.
- El bajo exterior aumentará de volumen en un 34% para el año 2050 y un 74% para el 2100. El sedimento necesario provendrá, fundamentalmente, de la arena disponible en la playa adyacente (playa de Rodiles) produciendo, por lo tanto, la erosión de la misma.

7. REFERENCIAS

- Agudo (2013). Estudio de la evolución morfológica de los canales mareales de la ría de la rabia tras la obras de recuperación y restauración ambiental. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria.
- Alvera-Azcárate, A., Ferreira, J.G., Nunes, J.P. (2003). Modelling eutrophication in mesotidal and macrotidal estuaries. The role of intertidal seaweeds. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56. 1–10.
- Área de información y gestión cartográfica del Principado de Asturias. Visor cartográfico: <http://sitpa.cartografia.asturias.es> (último acceso: marzo de 2015).
- Bárcena, J.F. (2015). Development of a methodology to allocate mixing zones of industrial discharges in estuaries. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria.
- Bijker, E.W. (1971). Longshore transport computations. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, 97 (4) (1971), pp. 687–703.
- Booij, N., Ris, R. C. and Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation, *J. Geophys. Res.* Vol. 104, C4, pp.7649-7666.
- Briere, C., Giardino, A., & van der Werf, J. (2011). Morphological modeling of bar dynamics with Delft3D: the quest for optimal free parameter settings using an automatic calibration technique. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32), sediment-60.
- Brown, J.M, Davies, A.G. (2009). Methods for medium-term prediction of the net sediment transport by waves and currents in complex coastal regions. *Continental Shelf Research* 29, 1502–1514.
- Camus P., Mendez F.J., Medina R., Tomas A., Izaguirre C. (2013), High resolution downscaled ocean waves (DOW) reanalysis in coastal areas, *Coastal Engineering*, Vol. 72, pp 56-68.
- Cayocca, F. (2001). Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France. *Coastal Engineering* 42, 115–142.
- Cid, A., Castanedo, S., Abascal, A. J., Menéndez, M., & Medina, R. (2014). A high resolution hindcast of the meteorological sea level component for Southern Europe: the GOS dataset. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-013-2041-0.
- De Vriend (1996). Mathematical modelling of meso-tidal barrier island coasts. Part I. Empirical and semi-empirical models. P.L.-F. Liu (Ed.), *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, World Scientific, Singapore.
- De Vriend, H.J., Capobianco, M., Chesher, T., De Swart, H.E., Latteux, B, Stive, M.J.F. (1993). Approaches to long-term modelling of coastal morphology: A review. *J. Coastal Eng.*, 21, pp. 225–269.
- De Vriend, H.J., Louters, T., Berben, F, Steijn, R.C. (1989). Hybrid prediction of a sandy shoal in a mesotidal estuary. R.A. Falconer (Ed.), et al., *Hydraulic and*

- Environmental Modelling of Coastal, Estuarine and River Waters, Gower Technical, Aldershot, pp. 145–156.
- Dingman, S.L. (2009). Fluvial hydraulics. Oxford: Oxford University Press.
- Dissanayake, D. M. P. K., Roelvink, J. A, van der Wegen, M. (2009), Modelled channel patterns in a schematized tidal inlet, Coastal Engineering, 56 (11–12), 1069–1083.
- Di Silvio, G. (1989). Modelling the morphological evolution of tidal lagoons and their equilibrium configuration. In: Proc. XXIIIrd Congress, Ottawa, pp. C. 169-175.
- Engelund, F., and Hansen, E. (1967). A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Forlag, Copenhagen, 62 pp.
- Eysink, W.D. (1990). Morphologic response of tidal basin changes, Proc. 22nd Coastal Eng. Conference, Vol. II, pp. 1948-1961.
- Flor G., Flor-Blanco, G. (2013). Geomorfología del litoral oriental de Asturias. VII Jornadas de Geomorfología Litoral.
- Flor Blanco, G., Flor, G. (2009). Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 22(1-2), 123-136.
- Galván, C., Juanes, J. A., & Puente, A. (2010). Ecological classification of European transitional waters in the North-East Atlantic eco-region. Estuarine, coastal and shelf science, 87(3), 442-450.
- Gobierno del Principado de Asturias. <http://www.asturias.es/> (último acceso: marzo de 2015).
- Grunnet, N. M., Walstra, D. J. R., & Ruessink, B. G. (2004). Process-based modelling of a shoreface nourishment. Coastal Engineering, 51(7), 581-607.
- Haidvogel, D.B., Arango, H., Hedstrom, K., Beckmann, A., Rizzoli, P., Shchepetkin, A.F. (2000). Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in non-linear terrain-following coordinates. Dyn. Atmos. Oceans, 32, pp. 239–281.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Deutsches Hydrographisches Institut.
- Hastie, T., Tibshirani, R. y Friedman, J. (2001). The Elements of Statistical Learning. Springer, New York.
- Herrera S., Fernández, J., Gutiérrez, J.M. (2014) Update of the Spain02 gridded observational dataset for Euro-CORDEX evaluation: Assessing the effect of the interpolation methodology. International Journal of Climatology Submitted (May 2014).
- Herrera, S., Gutiérrez, J.M., Ancell, R., Pons, M.R., Frías, M.D., Fernández, J. (2012) Development and Analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation

- dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology* 32:74-85 DOI: 10.1002/joc.2256.
- Herrera, S., Gutiérrez, J.M., Frías, M.D., Fernández, J. (2012) New versions of Spain02: Daily precipitation and temperature data for downscaling studies. 8º Congreso Internacional AEC.
- Herrera, S. (2011). Desarrollo, validación y aplicaciones de Spain02: Una rejilla de alta resolución de observaciones interpoladas para precipitación y temperatura en España. Tesis Doctoral.
- Hume, T.M., Herdendorf, C.E. (1993). On the use of empirical relationships for characterizing estuaries. *Journal of Coastal Research*, 9(2), 413-422. Fort Lauderdale (Florida), ISSN 0749-0208.
- Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, Gobierno de Cantabria (2013). "Estudio de los Recursos Hídricos de los Ríos de la Vertiente Norte de Cantabria. Periodo 1987-2012".
- Instituto Hidrográfico de la Marina. Cartas náuticas cartas náuticas: 932, 933, 934, 935, 9350, 936 y 937.
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Chapter 5.*
- Kragtwijk, N., Zitman, T.J., Stive M.J.F, Wang, Z.B. (2004). Morphological response of tidal basins to human interventions. *Coastal Engineering*, (51): 207-221.
- Larson, M., Capobianco, M., Jansen, H., Rózyński, G., Southgate, H.N., Stive, M., Wijnberg and K.M, Hulscher, S. (2003). Analysis of field data of coastal morphological evolution over yearly and decadal timescales. Part 1: Background and linear techniques. *Journal of Coastal Research*, 19 (4), 760-775. 26.
- Latteux, B. (1995). Techniques for long-term morphological simulation under tidal action *Marine Geology*, 126 (1995), pp. 129-14.
- Lesser, G. (2009). An approach to medium-term coastal morphological modeling, PhD-thesis. Delft University of Technology, ISBN 978-0-415-55668-2.
- Lesser, G., Roelvink, J., van Kester, J, Stelling, G. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coast. Eng.* 51, 883-915.
- Ma, G., Shi, F., Liu, S., Qi, D. (2011). Hydrodynamic modeling of Changjiang estuary; model skill assessment and large scale structure impacts. *Applied Ocean Research*; 33: 69-78.
- Mann, D. W., Day, P. C. M., & Benedet, P. L. (2006). South Palm Beach-Lantana Shore Protection Study, Delft3D Model Calibration.
- Marciano, R., Wang, Z.B., Hibma, A., de Vriend, H.J, Defina, A. (2005). Modeling of channel patterns in short tidal basins. *J. Geophys. Res.* 110, F01001.
- Müller, M. P. (1948). Formulas for bed-load transport. In Proc. II Meeting of IAHR, Stockholm, vol. 2, pages 39-64. 267, 268.

- Ministerio de Fomento. Red de mareógrafos española
http://www.fomento.es/MFOM/LANG_CASTELLANO/DIRECCIONES_GENERALES/INSTITUTO_GEOGRAFICO/Geodesia/rima/ (último acceso junio de 2014).
- O'Brien, M.P. (1969). Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *Journal of the Waterways, Harbours Division, ASCE*, 95 (WW1), 43-51. 27.
- O'Brien, M.P. (1931). Estuary tidal prisms related to entrance areas. *Civil Engineering*, 1, 738-739. 27.
- Partheniades, E. (1965). Erosion and Deposition of Cohesive Soils. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* 91 (HY 1): 105-139.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in Matlab using T-Tide. *Computers & Geosciences*, 28, 929-937.
- Phillips, N. A. (1957). A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14, 184-185.
- Puertos del Estado: <http://www.puertos.es> (último acceso: abril de 2015).
- Reguero, B. G., Menéndez, M., Méndez, F. J., Mínguez, R., & Losada, I. J. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55.
- Renger, E. (1976). Quantitative Analyse der Morphologie von Wattenzugsgebieten und Tidebecken, *Mitteilungen des Franzius-Instituts*, Hef 43.
- Renger, E. y Partensky, W. (1974). Stability criteria for tidal basins, *Proc. 14th, Coastal Eng. Conf. ASCE*. 1605-1618.
- Roelvink, J.A. (2006). Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal Engineering* 53, 277-287.
- Roelvink, J.A., van Banning, G.K.F.M. (1994). Design and development of Delft3D and application to coastal morphodynamics. In: Verwey A, Minns AW, Babovic V (eds) *Proceedings hydroinformatics 1994*. Balkema, Rotterdam, p 451-456.
- Servicio de Puertos e Infraestructuras del Transporte del Gobierno del Principado de Asturias. *Batimetría de Villaviciosa (año 2010)*.
- Southgate, H.N., Wijnberg, K.M., Larson, M., Capobianco, M., Jansen, H. (2003). Analysis of field data on coastal morphological evolution over yearly and decadal time scales. Part II, Non-Linear Techniques. *Journal of Coastal Research*, Vol. 19, No. 4.
- Stive, M. J. & Wang, Z. B. (2003). Morphodynamic modeling of tidal basins and coastal inlets. *Elsevier oceanography series*, 67, 367-392.
- Stive, M.J.F., Capobianco, M., Wang, Z.B.; Ruol, P., Buijsman, M.C. (1998). Morphodynamics of a Tidal Lagoon and the Adjacent Coast, in Dronkers, J. and Scheffers, M.B.A.M. (ed.), *Physics of estuaries and coastal seas*, Balkema, Rotterdam, 1998, pp 397-407.
- Tolman, H. L., Balasubramanian, B., Burroughs, L. D., Chalikov, D. V., Chao, Y., Chen, H. S., & Gerald, V. M. (2002). Development and implementation of wind-

- generated ocean surface wave models at NCEP*. *Weather and Forecasting*, 17(2), 311-333.
- Tung, T.T. (2011). Morphodynamics of seasonally closed coastal inlets at the central coast of Vietnam. Doctoral thesis, Delft University of technology. 29, 30.
- Tung, T.T., Wastra, D.J.R., DE Graff, J.V. and Stive, M.J.F. (2009). Morphological modelling of tidal inlet migration and closure. *Journal of Coastal Research*, 1080-1084. 29, 30, 80.
- UNESCO (1981a). Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO. 206, 328.
- Van der Wegen, M. (2013). Numerical modeling of the impact of sea level rise on tidal basin morphodynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 447-460.
- Van der Wegen, M., & Roelvink, J. A. (2012). Reproduction of estuarine bathymetry by means of a process-based model: Western Scheldt case study, the Netherlands. *Geomorphology*, 179, 152-167.
- Van der Wegen, M., Roelvink, J.A. (2008). Long-term morphodynamic evolution of a tidal embayment using a two-dimensional, process-based model. *Journal of Geophysical Research* 113, C03016.
- Van der Wegen, M., Wang, Z. B., Savenije, H. H. G. and Roelvink, J. A. (2008). Long-term morphodynamic evolution and energy dissipation in a coastal plain, tidal embayment, *J. Geophys. Res.*, 113, F03001, doi: 10.1029/2007JF000898.
- Van Dongeren, A.D. and de Vriend, H.J. (1994). A model of morphological behaviour of tidal basins. *Coastal Engineering*, 22, 287-310. 28.
- Van Dongeren, A. (1992). A model of the morphological behaviour and stability of channels and flats in tidal basins. M, Sc. Thesis, Report H824.55. Delft University of Technology/DELFTHYDRAULICS, Delft, March 1992.
- Van Rijn, L.C., Walstra D.J.R., and van Ormondt, M. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. IV: Application of Morphodynamic Model. *J. Hydraul. Eng.* 2007.133:776-793.
- Van Rijn, L.C. (1993). Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications, The Netherlands.
- Van Rijn, L. C. (1984a). Sediment transport, Part I: bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (10): 1431-1456. 362.
- Van Rijn, L. C. (1984b). Sediment transport, Part II: suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (11): 1613-1640. 339, 362.
- Van Rijn, L. C. (1984c). Sediment transport, Part III: bed form and alluvial roughness. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (12): 1733-1754. 267, 269, 272, 273, 362.
- Walstra, D.J.R., Hoekstra, R., Tonnon, P.K, Ruessink, B.G. (2013). Input reduction for long-term morphodynamic simulations in wave-dominated coastal settings. *Coastal Engineering* 77 (2013) 57-70.

- Walstra, D. J. R., Van Rijn, L. C., Van Ormondt, M., Brière, C., & Talmon, A. M. (2007). The Effects of Bed Slope and Wave Skewness on Sediment Transport and Morphology. In *Coastal Sediments* (pp. 1-14). ASCE New Orleans, USA.
- Walton, T.L., and Adams, W.D. (1976). Capacity of inlet outer's bars to store sand, Chapter 112, *Proceedings, Fifteenth International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, Honolulu, HI, p 1919-1937.
- Wang, Z.B., Langerak, A, Fokkink, R.J. (1999), Simulation of long-term morphological development in the Western Scheldt, IAHR symposium on River, Coastal and estuarine morphodynamics, Genova, Italy, 1999.
- Wang, Z.B., Karssen, B., Fokkink, R.J, Langerak, A. (1998). A dynamic/empirical model for long-term morphological development of estuaries, in Dronkers, J. and Scheffers, M.B.A.M. (ed.), *Physics of estuaries and coastal seas*, Balkema, Rotterdam, 1998, pp 279-286.
- Wang, Z.B., Louters, T, de Vriend, H.J. (1995). Morphodynamic modeling for a tidal inlet in the Wadden Sea. *Marine Geology*, 126, 289-300. 29, 30.
- Warner, J.C., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Harris, C., Arango, H.G. (2008b). Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers and Geosciences*, 34, 1284-1306.
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Phys. Geog.*, 2, 184-194.
- WL/Delft Hydraulics (2011). *Delft3D-FLOW*, simulation of multidimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual. Delft, 2011.
- WL/Delft Hydraulics (2011). *Delft3D-WAVE*, simulation of short-crested waves with SWAN, User Manual. Delft, 2011.



ANEJO I

MODELO NUMÉRICO DELFT3D



AI. MODELO NUMÉRICO DELFT3D

AI.1. Introducción

En este anejo se describen los módulos hidrodinámico, morfodinámico y de oleaje del modelo numérico utilizado en este estudio Delft3D (Roelvink y van Banning, 1994; WL/Delft Hydraulics, 2011).

AI.2. Módulo hidrodinámico

Delft3D es un sistema de modelado integrado de flujo y transporte orientado al medioambiente acuático que resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes para aguas someras con la hipótesis de presiones hidrostáticas y la aproximación de Boussinesq. Las formulaciones matemáticas incluidas en el modelo permiten tener en cuenta los siguientes fenómenos físicos:

- Efectos de la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis).
- Efectos baroclínicos.
- Masas de turbulencia inducida y flujos de momentos (modelos de cierre turbulento).
- Transporte de salinidad, temperatura y otras sustancias conservativas.
- Forzamientos de marea en contornos abiertos.
- Variaciones espaciales y temporales de la tensión tangencial del viento en la superficie de la masa de agua.
- Variaciones espaciales de la tensión tangencial en el fondo.
- Variaciones espaciales y temporales de la presión atmosférica en la superficie.
- Variación temporal de fuentes y sumideros (i.e. descargas en ríos).
- Inundación y secado de bajos mareales.
- Flujos de calor.
- Efecto del oleaje.

Las ecuaciones de gobierno son las siguientes:

Ecuación de continuidad

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta)u \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta)v \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = H(q_{in} - q_{out}) + P + E \quad (AI.1)$$

donde u , v y w son las componentes de la velocidad en las direcciones ξ , η y σ , respectivamente, $-q_{in}$, q_{out} son fuente y sumidero de agua por unidad de volumen [1/s], $\sqrt{G_{\eta\eta}}$ y $\sqrt{G_{\xi\xi}}$ son coeficientes de conversión entre coordenadas curvilíneas y ortogonales, d y ζ son la profundidad y la elevación de la superficie libre sobre el plano de referencia, respectivamente, y P y E son términos fuente de precipitación y evaporación, respectivamente, que pueden actuar en superficie.

Ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento

Las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento en las direcciones ξ y η son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f_v = \\ - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \tau_{\xi\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\xi\eta}}{\partial \eta} + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \end{aligned} \quad (\text{AI.2})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + f_u = \\ - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \tau_{\eta\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\eta\eta}}{\partial \eta} + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (\text{AI.3})$$

donde P_ξ y P_η representan los gradientes de presión, $\tau_{\xi\xi}$, $\tau_{\xi\eta}$, $\tau_{\eta\xi}$ y $\tau_{\eta\eta}$ son las tensiones de Reynolds, M_ξ y M_η representan la contribución debida a fuentes y sumideros de cantidad de movimiento externos (fuerzas externas sobre estructuras hidráulicas, descargas y retiradas de agua, tensiones en el fondo, tensiones en la superficie libre, etc...), f es el parámetro de Coriolis que depende de la latitud geográfica y de la velocidad de rotación angular de la Tierra y ν_v representa la viscosidad turbulenta vertical.

Ecuación de transporte (coordenada σ)

El modelado del transporte de materia y calor se lleva a cabo mediante la ecuación de advección-difusión en las tres direcciones espaciales. La ecuación de transporte en forma conservativa, en coordenadas curvilíneas ortogonales en la dirección horizontal y coordenadas σ en la dirección vertical es la siguiente:

$$\begin{aligned} \frac{\partial (d+\zeta)c}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial [\sqrt{G_{\eta\eta}}(d+\zeta)uc]}{\partial \xi} + \frac{\partial [\sqrt{G_{\xi\xi}}(d+\zeta)vc]}{\partial \eta} \right\} + \frac{\partial \omega c}{\partial \sigma} = \\ \frac{d+\zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\xi\xi}}}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial c}{\partial \eta} \right) \right\} + \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) - \lambda_d (d+\zeta)c + S \end{aligned} \quad (\text{AI.4})$$

Donde D_H y D_V son los coeficientes de difusión turbulenta horizontal y vertical, respectivamente. λ_d representa el proceso de decaimiento de primer orden y S los términos de fuente y sumidero por unidad de área debidos a la descarga q_{in} o a la retirada q_{out} de agua, y/o al intercambio de calor a través de la superficie libre.

Ecuación de estado

La ecuación de estado utilizada por el modelo Delft3D es la propuesta por la UNESCO (UNESCO, 1981a). El rango de validez de esta formulación se encuentra determinado en los rangos $0 < t < 40$ °C, $0.5 < s < 43$ ppt:

$$\rho = \rho_0 + A \cdot s + B \cdot s^{3/2} + C \cdot s^2 \quad (\text{AI.5})$$

Donde:

$$\rho_0 = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} t - 9.095290 \cdot 10^{-3} t^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} t^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} t^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} t^5 \quad (\text{AI.6})$$

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

$$B = -5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} t - 1.6546 \cdot 10^{-6} t^2 \quad (\text{AI.8})$$

$$C = 4.8314 \cdot 10^{-4} \quad (\text{AI.9})$$

Donde ρ es la densidad del agua de mar, t es la temperatura del agua y s la salinidad.

Sistema de coordenadas

En la dirección horizontal el modelo usa coordenadas ortogonales curvilíneas. Son válidos dos sistemas de coordenadas: (a) Coordenadas cartesianas (ξ, η); (b) Coordenadas esféricas (λ, φ).

En vertical pueden utilizarse dos sistemas diferentes: el sistema de coordenadas σ (σ -model) y el sistema de coordenadas Cartesiano Z (Z-model). Las ecuaciones (A1)-(A9) están expresadas en coordenadas sigma que es el sistema escogido para realizar este estudio.

La malla σ , introducida por Phillips (1957) para modelos atmosféricos, consiste en capas contenidas por dos planos sigma, que siguen la topografía del fondo y la superficie libre. De esta forma, el número de capas verticales en el dominio de cálculo será constante, independientemente de la profundidad local del agua (véase la figura AI.1).

El sistema de coordenadas σ se define como:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (\text{AI.10})$$

Donde:

- z coordenada vertical en el espacio físico
- ζ elevación de la superficie libre sobre el plano de referencia (en $z = 0$)
- d profundidad bajo el plano de referencia
- H profundidad total, dada por: $H = d + \zeta$

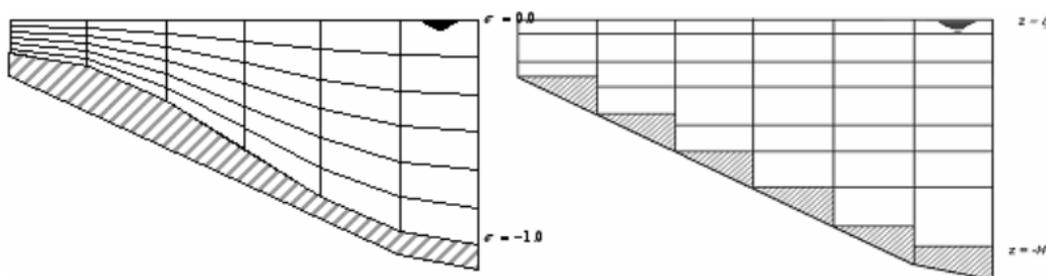


Figura AI.1. Ejemplo de malla σ (izquierda) y malla Z (derecha).

AI.3. Módulo morfodinámico

El modelo Delft3D incluye un módulo que calcula el transporte de sedimentos y los cambios morfológicos derivados del mismo. Mediante su aplicación, es posible el cálculo del transporte de sólidos en suspensión, tanto para material cohesivo como no cohesivo, como el transporte de material no cohesivo por fondo. Este módulo permite considerar diversas fracciones de sedimento, según tamaño y densidad, que no interactúan entre sí.

El transporte tridimensional de sólidos en suspensión es calculado mediante la resolución de la ecuación tridimensional de advección – difusión para sólidos en suspensión:

$$\frac{\partial c^{(\ell)}}{\partial t} + \frac{\partial uc^{(\ell)}}{\partial x} + \frac{\partial vc^{(\ell)}}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_s^{(\ell)})c^{(\ell)}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{s,x}^{(\ell)} \frac{\partial c^{(\ell)}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{s,y}^{(\ell)} \frac{\partial c^{(\ell)}}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{s,z}^{(\ell)} \frac{\partial c^{(\ell)}}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{AI.11})$$

Donde $c^{(\ell)}$ es la concentración de masa de la fracción de sedimento (ℓ) (kg/m^3), u, v, w son las componentes de la velocidad de flujo (m/s), $\varepsilon_{s,x}^{(\ell)}, \varepsilon_{s,y}^{(\ell)}, \varepsilon_{s,z}^{(\ell)}$ son los coeficientes de difusión de la fracción de sedimento (ℓ) (m^2/s) y $w_s^{(\ell)}$ es la velocidad de sedimentación de la fracción de sedimento (ℓ) (m/s).

El uso del módulo morfodinámico, introduce el efecto de las fracciones de sedimento para calcular la densidad del fluido mezcla de sedimento y agua ρ_{mix} . Este efecto sobre la densidad del agua, obtenida como función de la salinidad y temperatura en ausencia de sedimentos, es calculado con la siguiente relación cuando el medio presenta una cierta concentración de los mismos:

$$\rho_{mix}(S, c^{(\ell)}) = \rho_w(S) + \sum_{\ell=1}^{l_{sed}} c^{(\ell)} \left(1 - \frac{\rho_w(S)}{\rho_s^{(\ell)}} \right) \quad (\text{AI.12})$$

Donde S es la concentración de salinidad (ppt), $\rho_w(S)$ es la densidad específica del agua con una concentración de salinidad S (kg/m^3), $\rho_s^{(\ell)}$ es la densidad específica de la fracción de sedimento (ℓ) (kg/m^3) y l_{sed} es el número de fracciones de sedimento.

Según las características del material sólido transportado, el modelo Delft3D utiliza diferentes formulaciones para modelizar su transporte, siendo la característica diferencial el hecho de ser sedimento cohesivo o no cohesivo.

Sedimento cohesivo

En el agua salada, los sedimentos cohesivos tienden a formar flóculos de sedimento, con un grado de floculación dependiente de la concentración de salinidad en el medio. Estos flóculos, mucho mayores que las partículas de sedimento individuales, tienen un mayor índice de sedimentación. La velocidad de sedimentación de los flóculos de sedimento cohesivo es calculada con la siguiente expresión:

$$w_{s,0}^{(\ell)} = \begin{cases} \frac{w_{s,max}^{(\ell)}}{2} \left(1 - \cos \left(\frac{\pi S}{S_{max}} \right) \right) + \frac{w_{s,f}^{(\ell)}}{2} \left(1 + \cos \left(\frac{\pi S}{S_{max}} \right) \right), & \text{si } S \leq S_{max} \\ w_{s,max}^{(\ell)}, & \text{si } S > S_{max} \end{cases} \quad (\text{AI.13})$$

donde $w_{s,0}^{(\ell)}$ es la velocidad de sedimentación (no atenuada) de la fracción de sedimento (ℓ), $w_{s,max}^{(\ell)}$ es la velocidad de sedimentación de la fracción de sedimento (ℓ) para la concentración de salinidad máxima, $w_{s,f}^{(\ell)}$ es la velocidad de sedimentación en agua dulce de la fracción de sedimento (ℓ) y S_{max} es la salinidad máxima especificada para $w_{s,max}^{(\ell)}$.

En la evaluación de la dispersión del sedimento cohesivo, el coeficiente de difusión es igual al utilizado por el modelo para resolver la hidrodinámica y no tiene en cuenta el aumento de la turbulencia debido al oleaje.

El cálculo de la erosión y deposición de sedimento cohesivo, es decir, los flujos de las fracciones de sedimento cohesivo entre la columna de agua y el lecho, se lleva a cabo con las formulaciones Partheniades-Krone (Partheniades, 1965).

$$E^{(\ell)} = M^{(\ell)} S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(\ell)}) \quad (\text{AI.14})$$

$$D^{(\ell)} = w_s^{(\ell)} c_b^{(\ell)} S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(\ell)}) \quad (\text{AI.15})$$

$$c_b^{(\ell)} = c^{(\ell)} \left(z = \frac{\Delta z_b}{2}, t \right) \quad (\text{AI.16})$$

donde $E^{(\ell)}$ es el flujo de erosión ($\text{kg/m}^2 \text{ s}$), $M^{(\ell)}$ es el parámetro de erosión definido por el usuario ($\text{kg/m}^2 \text{ s}$), $D^{(\ell)}$ es el flujo de deposición ($\text{kg/m}^2 \text{ s}$), $c_b^{(\ell)}$ es la concentración promedio para una fracción de sedimento en la capa computacional cercana al fondo, y $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(\ell)})$ y $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(\ell)})$, son funciones de erosión y deposición respectivamente, definidas por las siguientes expresiones:

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(\ell)}) = \begin{cases} \left(\frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,e}^{(\ell)}} - 1 \right) & \tau_{cw} > \tau_{cr,e}^{(\ell)} \\ 0 & \tau_{cw} \leq \tau_{cr,e}^{(\ell)} \end{cases} \quad (\text{AI.17})$$

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(\ell)}) = \begin{cases} \left(1 - \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,d}^{(\ell)}} \right) & \tau_{cw} < \tau_{cr,d}^{(\ell)} \\ 0 & \tau_{cw} \geq \tau_{cr,d}^{(\ell)} \end{cases} \quad (\text{AI.18})$$

Donde τ_{cw} es la tensión tangencial máxima en el fondo debida a corrientes y oleajes, $\tau_{cr,e}^{(\ell)}$ es la tensión tangencial crítica de erosión que es definida por el usuario (N/m^2) y $\tau_{cr,d}^{(\ell)}$ es la tensión tangencial crítica de deposición que es definida por el usuario (N/m^2).

Los flujos de erosión-deposición en el modelo, entre la columna de agua y el fondo, son calculados en la capa computacional más cercana al fondo.

Sedimento no cohesivo

Para el caso de sedimento no cohesivo, la velocidad de sedimentación para fracción de sedimento es obtenida según el método de Van Rijn (1993), dependiente del diámetro del sedimento en suspensión, mediante las expresiones:

$$w_{s,0}^{(\ell)} = \begin{cases} \frac{(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)2}}{18\nu}, & 65 \mu\text{m} < D_s \leq 100 \mu\text{m} \\ \frac{10\nu}{D_s} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)3}}{\nu^2}} - 1 \right), & 100 \mu\text{m} < D_s \leq 1000 \mu\text{m} \\ 1.1\sqrt{(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)}}, & 1000 \mu\text{m} < D_s \end{cases} \quad (\text{AI.19})$$

Donde $s^{(\ell)}$ es la densidad relativa de la fracción de sedimento (ℓ), $D_s^{(\ell)}$ es el diámetro representativo de la fracción de sedimento (ℓ) y ν es el coeficiente de viscosidad cinemática del agua (m^2/s).

En la dispersión de sedimento no cohesivo, el modelo Delft3D utiliza un coeficiente de difusión horizontal igual a D_H . El coeficiente de difusión vertical para los sedimentos se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$\varepsilon_s^{(\ell)} = \beta^{(\ell)} \varepsilon_f^{(\ell)} \quad (\text{AI.20})$$

Donde $\varepsilon_s^{(\ell)}$ es el coeficiente de difusión vertical para la fracción de sedimento (ℓ), $\beta^{(\ell)}$ es el factor de Van Rijn para la fracción de sedimento y $\varepsilon_f^{(\ell)}$ es coeficiente de viscosidad de remolino vertical del modelo de cierre de turbulencia. El factor de Van Rijn siempre toma valores entre 1 y 1,5 y se calcula como:

$$\beta^{(\ell)} = 1 + 2 \left(\frac{w_s^{(\ell)}}{u_{*,c}} \right)^2 \quad (\text{AI.21})$$

Donde $u_{*,c}$ es la tensión tangencial en el lecho debido a las corrientes.

El modelo Delft3D permite la selección de una serie de ecuaciones de transporte para sedimento no cohesivo (véase la tabla AI.1). Algunas de ellas calculan el transporte total y otras distinguen entre transporte por fondo y transporte en suspensión. Además, no todas ellas pueden aplicarse con oleaje.

| Formulación | Transporte | Oleaje |
|---------------------------|--------------------|---------------|
| Van Rijn (1993) | fondo + suspensión | Si |
| Engelund-Hansen (1967) | total | No |
| Meyer-Peter-Muller (1948) | total | No |
| General formula | total | No |
| Bijker (1971) | fondo + suspensión | Si |
| Van Rijn (1984) | fondo + suspensión | No |
| Soulsby/Van Rijn | fondo + suspensión | Si |
| Soulsby | fondo + suspensión | Si |
| Ashida-Michiue (1974) | fondo + suspensión | No |

Tabla AI.1. Formulaciones de transporte para sedimento no cohesivo.

AI.4. Módulo de oleaje

El módulo de oleaje incluye la implementación del modelo de propagación de oleaje SWAN, permitiendo el acoplamiento "online" con los módulos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos descritos. De este modo es posible simular procesos tales como la interacción ola-corriente.

SWAN (Simulating Waves Nearshore) es un modelo de oleaje de tercera generación basado en la ecuación de equilibrio de acción espectral que representa los efectos de propagación espacial, refracción, asomeramiento, generación, disipación e interacción ola-ola no lineal. La ecuación expresada en coordenadas cartesianas viene dada por la siguiente expresión (Hasselmann et al., 1973):

$$\frac{d}{dt}N + \frac{d}{dx}c_xN + \frac{d}{dy}c_yN + \frac{d}{d\sigma}c_\sigma N + \frac{d}{d\theta}c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (\text{AI.22})$$

Donde:

N es la densidad de acción espectral

c_x y c_y : velocidades de propagación de la energía de ola en el espacio x-y

c_σ y c_θ : velocidades de propagación en el espacio espectral σ - θ

S: término fuente/sumidero, que representa todos los procesos que generan, disipan o redistribuyen la energía del oleaje.

El modelo SWAN no se recomienda para casos para casos donde la difracción juegue un papel importante, de hecho en la formulación del modelo no existe un término transferencia lateral energía.

Para obtener una descripción más detallada de los diferentes módulos de este modelo, se aconseja al lector consultar los manuales: "Delft3D-FLOW_User_Manual" y "Delft3D-WAVE_User_Manual" (<http://oss.deltares.nl/web/delft3d/manuals>).

