

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS MATEMÁTICAS

Sección Departamental de Astronomía y Geodesia



**VARIACIONES TEMPORALES DEL NIVEL DEL MAR:
APLICACIONES GEODÉSICAS, GEOFÍSICAS Y
OCEANOGRÁFICAS**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Esther Gil Cid

Bajo la dirección de la doctora

Carmen de Toro y LLaca

Madrid, 2002

ISBN: 84-669-1860-4

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
Facultad de Ciencias Matemáticas
Sección Departamental de Astronomía y Geodesia

Variaciones temporales del nivel del mar.
Aplicaciones geodésicas, geofísicas
y oceanográficas

Memoria presentada para optar
al Grado de Doctor en Ciencias Matemáticas
Esther Gil Cid
Directora: Carmen de Toro y Llaca
Madrid, 2001

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincera gratitud a la profesora C. de Toro y Llaca, que me dio la oportunidad de realizar este trabajo y me ha transmitido su entusiasmo y su ilusión por la investigación. Sin sus consejos, críticas y dedicación no me hubiera sido posible llevar a cabo esta memoria.

Me gustaría hacer especial mención a los Profesores M.J. Sevilla de Lerma y R. Vieira Díaz por su apoyo y estímulo. Así mismo, quiero expresar mi agradecimiento a los Profesores A.P. Venedikov y J.M. Carvajal Casariego por su inestimable ayuda.

Deseo agradecer a todos mis compañeros de la Sección Departamental de Astronomía y Geodesia (UCM), del Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM) y del Departamento de Matemática Aplicada I (UNED) la buena acogida que me prestaron y su apoyo e interés constantes. Especialmente, los valiosos comentarios y sugerencias de los Profesores V. Novo Sanjurjo y J. Otero Juez y la colaboración de G. Rodríguez Velasco, han supuesto una inestimable ayuda para la elaboración de este trabajo.

Este trabajo ha sido realizado, parcialmente, mientras disfrutaba de dos becas predoctorales de la Universidad Complutense de Madrid y de la Comunidad Autónoma de Madrid, instituciones a las que agradezco esta ayuda. Hago extensivo también este agradecimiento a los organismos que nos han facilitado las observaciones imprescindibles para la ejecución de este trabajo: la Junta del Puerto de Gijón y los Observatorios Meteorológicos Nacional y de Gijón, así como el Permanent Service for Mean Sea Level.

Por último, quiero manifestar mi gratitud a mis amigos y familiares, que han estado a mi lado durante la realización de este trabajo. Aunque enumerarlos a todos no es posible, me gustaría al menos citar a Luis, a mis hermanos y a mis padres.

Índice

1	Introducción	1
2	Nivel Medio del Mar	11
2.1	Introducción	11
2.2	Naturaleza interdisciplinar del estudio del nivel del mar	13
2.3	Nivel medio del océano. Definición de las superficies de aproximación y de los principales sistemas de referencia	16
2.4	Efectos perturbadores del océano. Estrategias de estudio	27
2.5	Variaciones temporales del nivel medio	36
2.5.1	Variaciones temporales en una escala de tiempo geológica	36
2.5.2	Variaciones en una escala de tiempo histórica	43
2.5.3	Variaciones recientes del nivel del mar. Bases de datos globales	48
2.6	Consecuencias de una variación del nivel del mar	71
3	Series temporales de observación. Bases de datos	83
3.1	Introducción. Calidad de las observaciones y nivel medio	83
3.2	Descripción de las bases de datos	87
3.2.1	Observaciones mareográficas	88
3.2.2	Observaciones meteorológicas	96
3.3	Eliminación de las perturbaciones de alta frecuencia. Discretización de las series del Puerto del Musel	99
3.4	Detección de errores groseros. Interpolación de lagunas	107
3.4.1	Interpolación de observaciones mareográficas. Método IMCA	110

3.4.2	Aplicación del método y análisis de los resultados	113
3.4.3	Comparación con diversos métodos de detección de errores	123
4	Marea Oceánica	133
4.1	Introducción	133
4.2	Aproximación histórica a las mareas. Interpretación científica actual	139
4.3	Teoría de mareas	147
4.3.1	Análisis armónico de la Marea de Equilibrio	148
4.3.2	Efectos indirectos	167
4.4	Análisis numérico de las observaciones	171
4.5	Nivel medio de marea	194
4.6	Modelo oceánico del Puerto del Musel	196
4.7	Variaciones de las constantes armónicas. Modulaciones astronómicas	211
4.8	Procesos no lineales en aguas someras. Influencia en el nivel medio observado	224
4.9	Constantes no armónicas	252
4.9.1	Régimen de mareas	257
4.9.2	Edad de la marea y de la paralaje	262
4.9.3	Unidad de Altura y Establecimiento del Puerto	278
5	Variaciones ocasionadas por fenómenos atmosféricos directos	281
5.1	Introducción	281
5.2	Efecto de las variaciones de presión atmosférica	284
5.2.1	Efecto estático	290
5.2.2	Efecto dinámico	293
5.3	Efecto del viento	296
5.4	Variaciones de temperatura y densidad	302
5.5	Eliminación de las perturbaciones atmosféricas	312
6	Variaciones ocasionadas por fenómenos hidrosféricos y litosféricos	363
6.1	Introducción	363
6.2	Variaciones de la masa y volumen global del océano	365

6.3	Dinámica de la litosfera	380
7	Nivel medio en la Península Ibérica	395
7.1	Introducción	395
7.2	Estaciones españolas y portuguesas en el Atlántico Norte	396
7.3	Tendencia del nivel medio	405
7.3.1	Tendencia lineal de las medias mensuales	405
7.3.2	Tendencia de los datos filtrados	422
8	Conclusiones y perspectivas	427

Capítulo 1

Introducción

El estudio e interpretación de los diversos aspectos de la variabilidad del nivel del mar, constituye el objetivo central de esta memoria. Sobre esta base, nuestras investigaciones se han encaminado a obtener, con la mayor precisión posible, la posición relativa del nivel medio del océano. Con esta finalidad, se ha desarrollado una metodología consistente, en esencia, en un tratamiento matemático de análisis, modelización, tanto teórica como experimental, y posterior eliminación de las principales perturbaciones de su superficie libre.

Dentro de los efectos perturbadores de la superficie topográfica del océano destacan por su magnitud las variaciones de nivel originadas tanto por las fuerzas derivadas del potencial astronómico como por las interacciones océano-atmósfera y la acción directa de la radiación solar. En los fenómenos de marea es necesario analizar de forma independiente la marea oceánica, la marea terrestre del fondo y su hundimiento por carga. La marea oceánica produce desplazamientos verticales de 0 a 200 cm en zonas costeras y de 0 a 100 cm en zonas pelágicas. La carga oceánica puede ocasionar una variación de hasta 11 cm y la deformación radial debida a la marea extensométrica en torno a 30 cm. La magnitud de estos desplazamientos es función de distintos factores, como son la posición geográfica, la forma y profundidad de la cuenca y las características viscoelásticas de la corteza y del océano. Si se trabaja con sensores ligados a la corteza, las observaciones no incluyen la marea terrestre del fondo ni su hundimiento por carga. Por el contrario, deben ser tenidos en cuenta en las observaciones geocéntricas, como las realizadas mediante técnicas de altimetría por satélite.

El conjunto de interacciones océano-atmósfera engloba gran cantidad de fenómenos, que

ocasionan variaciones de nivel de muy distinta magnitud y en un amplio espectro de frecuencias. Destacan por su complejidad y difícil modelización. En primer lugar hay que considerar, debido a la magnitud de los desplazamientos inducidos, las respuestas estática y dinámica del océano a las variaciones de presión. A su vez, el efecto barométrico inverso tiene su origen tanto en la marea atmosférica como en el paso de perturbaciones depresionarias móviles. El desplazamiento ocasionado por la marea atmosférica está comprendido entre 1 y 4 cm y la variación anual media producida por el paso de perturbaciones depresionarias móviles en latitudes medias está entre -17 y +33 cm, habiéndose observado variaciones extremas dentro del área en estudio de -68 a +89 cm. La respuesta dinámica a las variaciones de presión se manifiesta en forma de ondas de gravedad amortiguadas de muy alta frecuencia y corrientes de gradiente originadas por la diferencia de presión hidrostática en el interior del océano. En borrascas de desplazamiento lento este tipo de fenómenos son casi inapreciables. Además, la acción directa del viento puede ocasionar ondas superficiales de muy alta frecuencia, entre las que destacan las ondas capilares y el oleaje de viento y de fondo, así como corrientes de deriva y acumulación de grandes masas de agua en algunas zonas, debido a la batimetría y a la geometría del límite costero. Las ondas superficiales de alta frecuencia pueden superar los 14 m en condiciones extremas, aunque en condiciones normales tienen una amplitud de centímetros. Otro de los efectos ocasionados por las interacciones océano-atmósfera son las oscilaciones inerciales, de frecuencia variable en función de la latitud, ocasionadas por variaciones bruscas de presión y viento. Semidiurnas en los Polos, diurnas en latitudes de 30° y seculares en el Ecuador, tienen un periodo de 17 horas en el litoral cantábrico. Aunque las oscilaciones que inducen son de magnitud despreciable en relación con la precisión actual de las determinaciones del nivel del mar, consideraremos, así mismo, dentro del conjunto de las interacciones océano-atmósfera la modificación que sufren las ondas de Brun-Väisälä, dependientes de la estratificación de densidades de las masas de agua, y el efecto de las variaciones en posición y ensanchamiento de las capas y regiones ionosféricas.

Bajo el efecto de la radiación solar y la interrelación con la atmósfera, la estructura térmica vertical del océano sufre variaciones periódicas que afectan la región más superficial de la capa de mezcla. Al modificar las características locales del agua del mar, constituyen un factor fundamental en la respuesta a las fuerzas actuantes. A ellas se debe, en gran medida, la denominada marea radiacional. Por otro lado, al ser la inclinación función de la latitud, se

producen fenómenos advectivos que contribuyen a la circulación general oceánica. De hecho, tanto variaciones de salinidad como temperatura, parámetros directamente relacionados con la densidad, inducen las denominadas corrientes termohalinas. Así mismo, es necesario considerar la presencia de gradientes anómalos de presión hidrostática en el interior de las masas oceánicas, asociados a anomalías térmicas, responsables de corrientes de gradiente. En todos los casos la fuerza restauradora es la gravedad interna. Entre las diferentes categorías de corrientes, debemos incluir, por último, los desplazamientos de masas que tienen su origen en la componente horizontal de la fuerza de mareas. Debido al movimiento de las partículas, las condiciones iniciales que definen las corrientes son modificadas por la presencia de fuerzas de fricción y Coriolis. Además, si la trayectoria de la corriente es curvilínea, actuará como tercera fuerza subsidiaria la centrífuga. En mareógrafos costeros este conjunto de perturbaciones puede inducir variaciones de nivel comprendidas entre 10 y 20 cm.

Sumándose a los fenómenos anteriores es necesario considerar las variaciones eustáticas, fluctuaciones globales del nivel medio ocasionadas por cambios hidrosféricos y litosféricos, debidas principalmente a cambios en el volumen de agua o en la capacidad y forma de las cuencas oceánicas, concepto que fue introducido por Suess en 1885. La variación del volumen de agua tiene un carácter fundamentalmente estacional (deshielo de los casquetes polares, ciclos hidrológicos, etc.) o de muy largo período (épocas glaciales e interglaciales, entre otros), mientras que los desplazamientos ocasionados por modificación de las cuencas son principalmente seculares. La magnitud de estos desplazamientos puede ser de hasta 100 cm en 100 años. De origen litosférico son también los tsunamis, desplazamientos irregulares de gran magnitud producidos por actividad sísmica y volcánica.

Finalmente, es necesario considerar las variaciones aparentes de la elevación observada debidas a la influencia directa de las características físicas locales del océano y de la atmósfera sobre el sensor.

Es de señalar que en áreas costeras la variabilidad del nivel oceánico es extremadamente compleja, ya que sus variaciones están determinadas tanto por su acción independiente como por las interacciones entre ellas.

Las variaciones de nivel del océano han sido motivo de estudio de diversas generaciones de científicos. De hecho, durante largo tiempo existió una controversia en torno a este tema,

al encontrarse fósiles marinos en zonas alejadas del mar y detectarse terrazas sumergidas. El debate llegó a todos los estratos de la sociedad; Dante escribió “La tierra no puede levantarse por sí misma; es contrario a su naturaleza”. Este tema también interesó a W. Goethe, que en su viaje a Italia visitó el Templo de Serapio cerca de Nápoles y quedó impresionado por los residuos que indicaban movimientos relativos del mar. Al respecto, escribió, “En definitiva, ¿qué es todo esto del levantamiento de las montañas sino un medio mecánico que no suministra ninguna idea al entendimiento, alimento alguno de la imaginación? Son ideas que no encierran ideas ni imágenes”.

Más adelante, el geólogo L. de Buch escribió [281], durante su viaje a Laponia en 1807 y respecto a las variaciones del nivel del mar en la península escandinava: “Es cierto que el nivel del mar no puede descender; el equilibrio de los mares lo hace imposible. Pero como el fenómeno de la retirada de las aguas lo hace innegable, hay que admitir que toda Suecia se levanta lentamente”. Las causas tardaron más en ser clarificadas; a este respecto, Runeberg creía que el continente se levantaba en Suecia por un fuego subterráneo. Esta idea se extendió durante toda la primera mitad del siglo XIX, hablándose de elevación y descenso de la corteza, ya que esta era la teoría que contaba con una mayor aceptación.

En su viaje por América del Sur entre 1832 y 1836, Darwin estudió los arrecifes de coral frente a las costas de Chile, llegando a suponer la existencia de un vastísimo movimiento de la corteza. Sin embargo, en 1848 R. Chambers en su libro “Ancient sea margins, as memorials of changes in the relative level of land and sea” introdujo la terminología “changes of relative level”, variaciones relativas de nivel, denominación a la que el paso del tiempo no ha restado vigencia.

Tenemos que señalar que el nivel medio del océano ha experimentado variaciones de pequeña y gran magnitud desde la formación de nuestro planeta, influyendo notablemente tanto en la evolución de las especies como en la historia de la Humanidad. Aunque estos cambios fueron ya detectados en épocas remotas, su origen, magnitud y evolución temporal no siempre han sido perfectamente conocidos, dado que resulta difícil distinguir las variaciones reales de la superficie libre del océano de las deformaciones de la corteza, debido a que ambas se manifiestan como variaciones del nivel medio observado.

En una escala de tiempo geológica es posible la detección de variaciones del nivel del mar

mediante la localización y datación de fósiles terrestres en estratos actualmente sumergidos. Estos organismos han sido encontrados a profundidades superiores a los 100 metros. Estudios similares se han realizado con fósiles marinos hallados en zonas montañosas. En ambos casos deben ser tenidos en cuenta distintos fenómenos, como tectonismo, sedimentación o cambios climáticos. Variaciones del nivel medio en épocas anteriores pueden ser detectadas a través del estudio de la composición, textura y estratificación de rocas sedimentarias. Pero este método no resulta demasiado preciso, debido principalmente a las diferentes magnitudes de los movimientos epirogénicos en distintas zonas continentales.

Uno de los casos más estudiados de variaciones seculares del nivel medio a escala geológica es el descenso experimentado durante periodos de glaciación. Este fenómeno se debe a que el agua se concentra en grandes mantos de hielo y, cuando los glaciares se empiezan a retirar, aumenta el nivel del mar. Sin embargo, en zonas costeras este deshielo está acompañado de una elevación isostática de la corteza, que se observa como un descenso del nivel del mar, lo que debe ser corroborado por otras técnicas de observación geodésica. Un claro ejemplo de levantamiento postglacial se encuentra en la Península de Fennoscandia, donde la corteza experimenta en la actualidad un levantamiento de hasta 9 milímetros por año, y que produce una disminución del mismo orden del nivel medio observado.

También es posible detectar estas variaciones temporales en una escala de tiempo histórica. Uno de los ejemplos más claros es el Templo de Serapio, en los Campos Flegreos, cerca de Nápoles, donde los organismos marinos han dejado un registro permanente en sus columnas, al producirse sucesivos desplazamientos verticales de ascenso y descenso de la corteza. Pero es a partir del siglo pasado cuando se obtiene información más detallada de estas variaciones con la instalación de los primeros instrumentos medidores de nivel.

Las primeras observaciones mareográficas continuadas que se conservan corresponden a Brest, en la Bretaña francesa, actualmente uno de los Puertos Patrón más importantes del Atlántico noreste. Comienzan en 1806, cuando todavía no se disponía de mareógrafos registradores; el primero fue diseñado por H. R. Palmer en fechas posteriores, en 1831 e instalado en 1832 en Sheerness, en el estuario del Támesis. La longitud útil de observación era en 1984 de 86 años, presentando por tanto importantes interrupciones.

Al respecto, uno de los registros mareográficos más largos existentes hasta la fecha es el de

Delfzijl (Holanda), donde se dispone de 117 años de observación, correspondiente al periodo comprendido entre 1865 y 1981. Destaca por su longitud, así mismo, un registro obtenido en San Francisco entre 1854 y 1980, con una longitud aproximada de 114 años. El principal objetivo de estos registros era facilitar la navegación de los buques de vela al entrar y salir del puerto, pero a pesar de presentar importantes interrupciones pueden proporcionar, con un tratamiento adecuado, una valiosa información de las variaciones temporales del nivel del mar.

El estudio de las variaciones del nivel medio durante periodos de varias décadas está limitado no sólo por la longitud de los registros disponibles, sino también por la estabilidad de las marcas de referencia. Estas marcas han sido destruidas frecuentemente en el proceso de desarrollo del puerto, resultando a veces difícil establecer una relación entre los sucesivos ceros.

Los primeros estudios sobre variaciones del nivel medio del océano fueron realizados por Marmer en Estados Unidos en 1927. Están basados en el cálculo de medias de los valores de un registro mareográfico, intentando establecer un nivel medio del océano que se pudiera usar como referencia para distintos tipos de medidas geodésicas. En Europa los primeros estudios se realizaron en Holanda hacia 1950 y corresponden al periodo comprendido entre 1842 y 1945. En este país el conocimiento de las variaciones del nivel medio tiene una gran importancia, debido a que gran parte de la tierra ha sido ganada al mar mediante la construcción de diques.

Y es que clásicamente se ha obtenido el nivel medio del océano a partir de medias diarias, mensuales o anuales. Este método ignora la influencia en la superficie libre del océano de diversos efectos, como patrones de circulación oceánica, cambios meteorológicos y climáticos, tectonismo o hundimiento y elevación de zonas costeras. Además los efectos debidos a la dinámica de la litosfera pueden ser magnificados más allá de sus magnitudes normales en el interior de las cuencas oceánicas, debido a que los mareógrafos están normalmente situados a lo largo de los márgenes continentales y cerca de los límites inestables entre la corteza continental y oceánica. Finalmente, dada la longitud de los registros de observación, el tipo de algoritmo empleado y los periodos implicados, las medias diarias, mensuales y anuales no eliminan las variaciones de la superficie del océano debidas a modulaciones astronómicas.

La precisión proporcionada por la utilización de medias permite detectar deformaciones rápidas de gran magnitud de la corteza. Es el caso, ya citado, de los Campos Flegreos, donde de enero a septiembre de 1983 se observó una deformación vertical de la corteza de hasta 50

centímetros en la costa y también del levantamiento del Usu (Japón), que en 1910 alcanzó los 150 m (hasta 1.5 m/día). Pero este método no permite detectar deformaciones lentas, calcular la evolución del nivel medio en un momento dado, ni predecir como va a evolucionar en los años sucesivos.

Finalmente, el lanzamiento de satélites artificiales amplió considerablemente las posibilidades de estudio del nivel medio oceánico, al proporcionar observaciones que cubren la mayor parte de su superficie. A pesar de sus limitaciones respecto a la modelización de fenómenos de corto periodo y de la pequeña longitud de las series de observación disponibles actualmente, representan sin duda un campo en creciente auge dentro de los estudios del nivel medio del mar.

El trabajo que presentamos en esta memoria ha sido estructurado en cuatro grandes bloques, alguno formado por varios capítulos, cuyo contenido describimos sucintamente a continuación.

El primer bloque está dedicado a la ubicación de nuestras investigaciones dentro de la problemática general de la determinación del nivel medio oceánico. Se tratan sus variaciones temporales, sus causas y sus consecuencias. Se definen, comparan e interpretan las diferentes superficies de referencia, destacando el papel del nivel medio en el establecimiento de referencias geodésicas, principal motivación para el estudio, bajo esta óptica, de este tema.

La metodología ha sido desarrollada en base a series mareográficas obtenidas con sensores de presión ligados a la corteza, siendo aplicada a seis estaciones emplazadas en el litoral Cantábrico, que posee condiciones óptimas para este tipo de estudios. Simultáneamente fueron registrados los parámetros climáticos necesarios para la eliminación de las principales interacciones océano-atmósfera. Una descripción completa de las bases de datos y de su preparación anterior al estudio se ha llevado a cabo en el capítulo tercero de este trabajo. Así mismo, se presenta un método desarrollado para la interpolación de lagunas y detección de errores groseros, que ha proporcionado resultados óptimos frente a los objetivos planteados.

El siguiente capítulo está dedicado a las mareas oceánicas. Tras el estudio de la teoría de equilibrio, mediante la comparación de diversos métodos de análisis numérico de las observaciones, se determina el modelo de mareas que será eliminado. Así mismo, se establecen los factores de normalización, que posibilitan en enlace de las series mareográficas correspondientes a estaciones cercanas. Se completa el estudio con los modelos oceánicos del Puerto del

Musel, para los principales constituyentes. Sus valores, junto con los parámetros obtenidos en Santander, nos ha permitido la validación en estos dos puntos de modelos regionales y globales de marea oceánica. En orden a una mayor precisión en la apodización de los fenómenos de mareas, se estudian de forma teórica y eliminan, posteriormente, las modulaciones astronómicas e interacciones no lineales que poseen parámetros significativos en relación con el nivel de ruido y longitud de las series. En este capítulo se incluyen, adicionalmente, modelos del Atlántico Norte y Mediterráneo, para diversas constantes no armónicas: régimen de marea, edades de las mareas diurna y semidiurna y de la paralaje, así como Unidad de Altura y Establecimiento del Puerto en estaciones costeras.

El quinto capítulo trata de los fenómenos atmosféricos. Tras el estudio teórico de los efectos de los campos de presión atmosférica, viento y temperatura sobre el nivel del mar, se presta especial atención a la eliminación de los efectos estático y dinámico de las variaciones de presión. Para ello se han considerado tanto la extensión temporal como la velocidad de las perturbaciones depresionarias móviles, comparando los resultados obtenidos tanto por métodos clásicos como los actuales desarrollados por otros autores.

El proceso de eliminación de efectos perturbadores no podía olvidar a los fenómenos hidrosféricos y litosféricos, tratados en el capítulo siguiente.

En el séptimo capítulo de esta memoria realizamos un estudio de las variaciones regionales del nivel medio en la Península Ibérica y en otras estaciones españolas, a partir de medias mensuales, con métodos muy distintos de los empleados en la parte anterior de nuestro trabajo. Buscamos con esto tanto comprobar las situaciones de las observaciones disponibles y sus condiciones, como detectar una tendencia regional del nivel medio en la zona. Esto nos permite generalizar los resultados obtenidos para el nivel medio en las estaciones de Gijón y Santander. Así mismo, nos permite contrastar y comparar diferentes metodologías empleadas para la resolución del problema de la determinación del nivel medio.

Sintetizando, el objetivo principal de esta memoria es la determinación del nivel medio oceánico, tema que se aborda tanto desde una perspectiva local como regional. La determinación local ha estado basada en el estudio, modelización y eliminación de los efectos perturbadores, y el resultado final es, consideramos, una aproximación válida al nivel medio. Así mismo, se han determinado las variaciones regionales en la Península Ibérica, cuyos resultados, a pesar de

estar limitados por las observaciones disponibles que han, así mismo, condicionado fuertemente la metodología a aplicar, han podido mostrar la existencia de ciertos fenómenos geodinámicos. Estos temas son tratados en el último capítulo.

Capítulo 2

Nivel Medio del Mar

2.1 Introducción

Antes de abordar la problemática del nivel oceánico y sus variaciones temporales se nos plantea, de forma natural, la necesidad de una aproximación general a esta disciplina. Una determinación espacio-temporal de alta resolución requiere un conocimiento preciso de la estructura y dinámica del océano mundial. Debido al extenso número de factores que intervienen en la posición de la superficie libre del mar, es un tema que necesita de múltiples disciplinas para su completa comprensión, como se mostrará a lo largo de este capítulo. Y es que el océano sufre modificaciones, globales y locales, relativas o absolutas, de muy diversos orígenes, como las mareas terrestres, oceánicas y atmosféricas, la radiación intrínseca solar, las interacciones océano-atmósfera, que se manifiestan a través de los campos de temperatura, presión y viento, o las ocasionadas por fenómenos hidrosféricos y litosféricos. De hecho, a menudo puede resultar muy complejo, o incluso imposible, discriminar el origen de una variación de nivel, ya que fenómenos periódicos de diferente naturaleza, pero frecuencia coincidente, contribuyen a un mismo desplazamiento vertical. Debido a esto, y como consecuencia suya, creemos que resulta imprescindible considerar diversas ramas de la Ciencia para comprender e interpretar las variaciones del nivel del mar y así poder determinar y aislar sus causas, tema que será tratado en la primera sección de este capítulo.

El planteamiento del problema del nivel medio está asociado, de forma dual, a los sistemas de referencia. Por una parte, es conocido que esta superficie, o aproximaciones suyas, han

sido utilizadas históricamente en el establecimiento de sistemas de referencia geodésicos. Desde este punto de vista, el estudio e interpretación de las variaciones del nivel del mar cobra una importancia creciente en el campo de la Geodesia Marina. Por otra, al abordar el estudio del nivel medio oceánico se plantea, como paso previo, la necesidad de establecer una referencia respecto a la cual analizar sus variaciones. Este hecho es obvio, ya que el instrumento mide el nivel instantáneo de la superficie libre del océano. Surge así el problema de enlazar a un sistema de referencia único los valores relativos, ligados a un datum local, esencial en el estudio de las variaciones espaciales del nivel medio. Su solución, requiere el conocimiento, interpretación y comparación de las superficies de referencia utilizadas en los diferentes campos por la comunidad científica internacional. En consecuencia, para poder exponer de forma concisa y clara los objetivos de este trabajo hemos creído necesario definir de forma lo más rigurosa posible las diferentes superficies y sistemas de referencia utilizados por la comunidad científica internacional en muy diversos campos, haciendo especial hincapié en aquellos que usaremos a lo largo de esta memoria. De estos temas se ocupa el segundo apartado de este capítulo.

Una vez establecido el problema de la determinación del nivel medio, parece apropiado considerar los efectos astronómicos, geodésicos, geológicos, oceanográficos, hidrológicos y climáticos, que modifican la superficie del mar y que la alejan de la superficie ideal buscada. La complejidad de su actuación, así como las interacciones e interrelaciones entre estos distintos fenómenos, hacen que su separación y eliminación con la precisión requerida no resulte, en absoluto, un tema sencillo. De hecho, en muchas ocasiones puede resultar difícil, e incluso imposible, distinguir el origen de las distintas variaciones, ya que fenómenos de diferente naturaleza contribuyen a un mismo desplazamiento. Así, por ejemplo, la circulación general oceánica tiene su origen tanto en variaciones internas de densidad y temperatura como en la atracción lunisolar combinada con la rotación de la Tierra o el comportamiento general de las masas de aire. Consecuentemente, dedicamos la tercera sección a los fenómenos que modifican la superficie libre del océano y a las diversas estrategias que se pueden adoptar para abordar su estudio.

El siguiente apartado trata de las variaciones temporales del nivel medio del océano. A pesar de su lejanía, en algunos casos, de las técnicas geodésicas clásicas por los métodos que implican, vamos a describir brevemente las variaciones en diversas escalas de tiempo, ya que el conocimiento de la evolución pasada puede proporcionarnos pautas para interpretar las varia-

ciones futuras. Se estudian, de forma general, las variaciones en una escala de tiempo geológica, tanto la forma de detectarlas como su evolución a lo largo de las distintas épocas. Se analizan sus causas, resaltando lo ocurrido en la Península Ibérica. A continuación se tratan las variaciones en una escala de tiempo histórica, centrándonos en su detección y en algunos ejemplos. Finalmente, se analizan los trabajos recientes de las variaciones del nivel medio del océano, tanto a una escala espacial global como local, con distintos factores a tener en cuenta, así como los resultados obtenidos.

Pero además, una variación del nivel del océano está muy relacionada con distintos aspectos, tanto de la estructura de la Tierra como de la vida sobre ella. El último apartado de este capítulo intenta, con el objetivo de ilustrar el impacto de las variaciones del nivel medio, describir brevemente las principales consecuencias de una variación del nivel del mar, especialmente en relación con la Astronomía y la Geodesia, así como su influencia sobre la sociedad actual.

2.2 Naturaleza interdisciplinar del estudio del nivel del mar

La oceanografía, dedicada al estudio de los océanos en sus diversos aspectos, integra en su campo de acción numerosas ciencias, entre las que destacan la Física, la Química, La Geología, la Biología y, por supuesto, las Matemáticas. Todas ellas contribuyen al análisis, interpretación y predicción de aquellos fenómenos que se producen en el océano e influyen en el nivel medio observado.

El océano está formado por agua con sales y gases atmosféricos disueltos, materia orgánica y partículas insolubles en suspensión, además de distintos organismos vivos que lo habitan. La concentración de las componentes mayoritarias sufre variaciones con el tiempo, además de presentar diferencias locales. Es debido, principalmente, a procesos de mezcla, determinados por fenómenos de convección y mareas, ciclos hidrológicos de evaporación-precipitación y aporte de los ríos, reacciones químicas y factores biológicos, conjugados con actividad sísmica y volcánica. En estos últimos destaca la incorporación de materiales del interior de la Tierra a lo largo de las zonas de expansión oceánica, fenómenos responsables en gran medida de variaciones de muy largo periodo del nivel medio del océano. Así, la oceanografía en sus ramas física y química, al proporcionarnos información sobre la composición, propiedades y comportamiento del agua

del mar y de los sedimentos, estará estrechamente relacionada con la Geodesia Marina. Un papel similar juega su rama geológica, ya que al estudiar el origen, evolución y estructura de las cuencas oceánicas, nos permite analizar con mayor precisión la respuesta de las masas oceánicas a la acción de fuerzas perturbadoras externas, como son las derivadas del potencial astronómico de mareas.

Por otra parte, las Matemáticas desempeñan un papel crucial aportando diversos métodos para el estudio y modelización de los distintos efectos perturbadores sobre la superficie del océano. Estas disciplinas proporcionan modelos de los fenómenos y la metodología necesaria para su resolución, tanto exacta como aproximada si no fuera posible la primera. Estos modelos a través de la Informática pueden programarse, lo que facilita el cálculo de la magnitud de los distintos efectos y su eliminación, si fuera necesaria. Destacamos el papel de la Meteorología al estudiar el campo de presiones, distintos efectos del viento y evaporación y precipitación. El papel de las Matemáticas no se limita a la eliminación de los fenómenos perturbadores, ya que también se desarrollan, por ejemplo, modelos matemáticos de simulación y predicción de tendencias pasadas o futuras, muy útiles para la gestión de costas. Por otra parte, la Astronomía es imprescindible para entender las fuerzas de marea y otros fenómenos que producen variaciones de la superficie del mar, como los ciclos de actividad solar y su influencia sobre un cambio climático.

Entre los principales objetivos de la Geodesia destaca la determinación del campo gravítico terrestre y de sus superficies equipotenciales, en especial el geoide. Este campo de la gravedad es complejo, debido a que nuestro planeta es un sistema dinámico en equilibrio global constituido por una distribución no homogénea de materia en el conjunto formado por la tierra sólida, océano y atmósfera. Como consecuencia, el geoide no coincide con una superficie simple del tipo elipsoide de revolución. Una materialización de él podría ser la superficie libre del océano, si este fuera homogéneo, estuviera en reposo y rodeado de una atmósfera totalmente pasiva y uniforme [230]. El nivel medio del mar es de gran importancia en los sistemas de referencia en Geodesia; por ejemplo, como origen de las altitudes en la Península Ibérica se toma el nivel medio del mar en Alicante. Aunque en principio la superficie origen de nivelación es el nivel medio del océano medido a través de instrumentos ligados a la corteza, esta superficie no es una superficie equipotencial, está variando y la corteza también está variando. Por otra parte, la

Geodesia también está relacionada con el nivel medio del océano a través de distintas técnicas, como la gravimetría, la altimetría por satélite o el GPS, por ejemplo.

La Biología puede, también, proporcionar pruebas de variaciones del nivel del mar, ya que éstas se manifiestan tanto a través de variaciones en el tipo de fauna y flora como en cambios en las características de los organismos que allí viven.

Una de las principales aportaciones de la Geología al estudio de variaciones del nivel del mar se hace a través de la determinación de cambios a largo plazo del nivel medio, fijando tanto su magnitud espacial como duración y época en que tuvieron lugar. La determinación de variaciones en una escala de tiempo geológico se realiza principalmente a partir del estudio de fósiles en distintos estratos de la corteza, y de erosión producida en terrazas y acantilados. Estas técnicas pueden estar, a su vez, apoyadas por análisis de rocas como la prueba del Carbono 14, interviniendo la Química. Muchas veces estas variaciones están ocasionadas por variaciones en la forma de la cuenca, como deformaciones de la corteza, terremotos, movimientos tectónicos o erupciones submarinas entre otros, temas de cuyo estudio se ocupan principalmente la Geofísica y la Geodesia. Por otra parte, la Glaciología es imprescindible para el estudio de las variaciones con origen glacial y la Sismología para los tsunamis. Para el estudio y delimitación de variaciones de largo periodo en una escala histórica del nivel del mar es necesaria la Arqueología. En efecto, se han encontrado distintas estructuras que indican la existencia de océano donde ahora no hay, o al revés, como el puerto romano de Marsella. Es a través de excavaciones arqueológicas como se pueden datar estas estructuras, proporcionando así indicios de variaciones del nivel del mar. La determinación de estas variaciones en las distintas escalas de tiempo resulta necesaria para conocer las causas que producen cambios actuales del nivel medio y predecir variaciones futuras, ya que están estrechamente relacionadas.

Por último vamos que enumerar otras muchas disciplinas relacionadas con el estudio del nivel medio del mar. La Geografía estudia los límites espaciales de las aguas oceánicas respecto a la corteza. El Derecho se ocupa de temas legales relativos al nivel del océano como la definición de línea de costa o de aguas territoriales, de gran importancia por causas político-económicas. Una variación del nivel del océano podría tener así mismo graves consecuencias económico-sociopolíticas, como por ejemplo la entrada de agua salada en acuíferos de agua dulce, construcción de diques, inundaciones o construcción de puertos. Y no hay que olvidar

a las compañías y consorcios de seguros, dadas las consecuencias económicas que para estas grandes empresas tendría una predicción no correcta. Por otra parte, si la variación se realiza de forma brusca, además de tener consecuencias directas sobre la zona habitada, afectaría de forma considerable a la población de zonas costeras en un plano psicológico. Finalmente, los instrumentos utilizados para medir variaciones de nivel, entre los que se pueden destacar mareógrafos, tanto costeros como pelágicos y, en tiempos recientes, satélites artificiales, requieren para su diseño y puesta en estación, a la Electrónica y distintas ingenierías, así como técnicos encargados de su mantenimiento.

2.3 Nivel medio del océano. Definición de las superficies de aproximación y de los principales sistemas de referencia

Aunque el registro de las variaciones del nivel del mar respecto a una referencia fija se remonta a las épocas más antiguas de las civilizaciones occidentales, su objetivo era, generalmente, la navegación costera. Es ya a finales del siglo XVII y principios de XVIII se hicieron los primeros intentos científicos de establecer una referencia “fija” para estudiar las variaciones del nivel del mar. La primera referencia fija mareográfica fue establecida en 1682 en Amsterdam. Sin embargo, con este mismo objetivo, el físico Hyarne hizo marcas en rocas en 1702 en Suecia, o B. Zandrini en 1732 usó un escalón del Palacio del Dogo en Venecia como referencia. Pero incluso hoy en día, a pesar de haberse avanzado mucho en este tema, este problema no está completamente resuelto; muchos de los problemas asociados a las determinaciones del nivel medio, así como de la interpretación de los resultados, tienen que ver, de una forma o de otra, con la superficie y el sistema de referencia. Además, con el desarrollo de nuevas técnicas para los estudios de nivel, se ha empezado a considerar de forma generalizada diversas superficies de aproximación y sistemas de referencia, que deben ser muy especialmente tenidos en cuenta al comparar datos de distintos organismos. Por lo anterior, y con la intención simultánea de unificar notaciones, vamos a realizar un sumario de las principales superficies y sistemas de referencia considerados para la realización de estudios de nivel medio del mar.

Fundamental para un posicionamiento resulta el concepto de altura o elevación sobre alguna superficie equipotencial de referencia. Con el desarrollo en la segunda mitad del siglo XIX de

redes de nivelación nacionales, cada autoridad eligió un sistema de referencia local, con la única condición de que la superficie adoptada estuviera próxima al nivel medio del mar. En principio, se puede tomar el nivel medio determinado a partir de mareógrafos, pero no representa una superficie equipotencial y está variando continuamente. Consecuentemente, en la práctica se toma una superficie de nivelación cero, que es un origen arbitrario que en una época se pareció al nivel medio. El sistema de referencia de alturas (ya sea el geoide o un cuasigeoide) se establece enlazándolo al nivel medio del océano, aunque las diferencias entre el nivel medio y el geoide son de $\pm 1 - 2$ metros [288]. Pero debido a las dificultades de su determinación y por su no coincidencia con una superficie de nivel, el sistema de referencias de alturas en distintos países puede diferir en más de 1 metro [288]. Con este sistema de referencia no existe confusión posible hasta que se llega a una línea de costa, cuando el resultado son dos niveles medios del mar muy distintos obtenidos por nivelación. En España el Instituto Geográfico Nacional (IGN) utiliza como origen de altitudes ortométricas en la península el nivel medio del mar en Alicante (NMMA) obtenido a partir de observaciones de la década 1870-1880. En las zonas insulares se elige un datum local. Fuera de España, entre los datums más conocidos está el “Indian spring low water”, datum de la India, establecido por Darwin cuando investigaba la marea de este país, y que es la elevación que tendría el mar por debajo del nivel medio si se eliminara la altura de los constituyentes armónicos M_2 , S_2 , K_1 y O_1 . En Gran Bretaña se utilizó como origen de las nivelaciones el nivel medio del mar obtenido en Liverpool a partir de las observaciones entre el 6 y el 16 de marzo de 1844 [234]. Obviamente, estas observaciones estaban fuertemente influidas por características temporales, por lo que más adelante se adoptó el Ordnance Datum Newlyn (ODN), que es el nivel medio resultante de 6 años de observaciones horarias interrumpidas (del 1 de mayo de 1915 al 30 de abril de 1921) en Newlyn (Cornwall). Actualmente, el nivel medio de Newlyn es 0.2 metros superior al determinado por el ODN. En Francia, la adopción de dos sistemas de referencia de altitudes (el nivel medio del mar en Brest y en Marsella) condujo a problemas, por lo que actualmente las altitudes están referidas al NGF (Nivellement Général de la France), determinado en Marsella a partir de registros mareográficos del periodo 1885-1897. El nivel medio actual en Marsella supera en 11 cm al NGF. Esta situación está reflejada en la figura 2-1. En Estados Unidos el sistema de referencia utilizado es el SLD29 (Sea level datum de 1929), determinado a través de medidas obtenidas en 26 estaciones de ambas costas de Estados

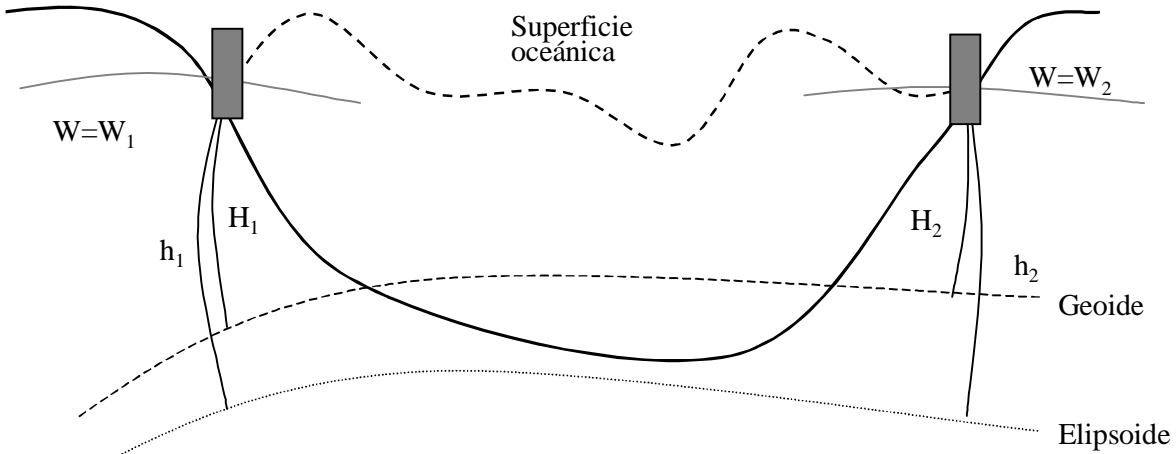


Figura 2-1: Nivel medio local respecto al Geoide y al Elipsoide.

Unidos y Canadá. Por las discrepancias entre los niveles medios medidos en distintas épocas, el National Ocean Service estadounidense ha establecido una época del datum nacional de mareas (National Tidal datum Epoch), que es un periodo específico de 19 años (periodo aproximado al de revolución de los nodos de la Luna, de 18.613 años) que indica el servicio de tiempo oficial sobre el que se pueden tomar y reducir observaciones del nivel del mar para la obtención de medias que determinan el datum.

Según los niveles europeos, el nivel medio decrece unos 60 cm del Báltico al Mediterráneo norte, unos 88 cm del Báltico al Mar Negro y del Mediterráneo al Mar Rojo unos 25 cm. En Estados Unidos, la mayor diferencia aparente se da entre Galveston (Texas), al que corresponde +59 cm y Old Point Comfort (Virginia), con -28 cm respecto al SLD29. Estas diferencias se deben a gradientes permanentes de la superficie debidas a corrientes, variaciones de densidad, presión atmosférica y viento. Y es que el océano no es una superficie equipotencial al estar afectado por procesos dinámicos que se manifiestan como perturbaciones (como la Corriente del Golfo) que hacen que esta superficie difiera del geoide, incluso en escalas largas de tiempo. La falta de observaciones y de una base fija de referencia para el nivel medio en océanos abiertos han sido obstáculos para la determinación de un datum global absoluto. Para solucionar el problema de los distintos sistemas de referencia al enlazar redes de nivelación se adopta un datum común. En el caso de Europa continental, es el NAP (Normal Amsterdam Peil; nivel

medio que alcanzaba el agua antiguamente en los canales de Amsterdam), según dictan las normas de la IAG.

El **nivel del mar** se define, de forma natural, como la altura de la superficie del mar en un instante determinado y en un punto determinado [321]. En esta definición, que no posee un significado riguroso desde el punto de vista de la Geodesia, reside uno de los problemas fundamentales del estudio del nivel del mar: la necesidad de disponer de una superficie de referencia adecuada al establecimiento de un sistema de altitudes.

Una superficie de aproximación ampliamente utilizada en altimetría es la **superficie topográfica del océano** ("sea surface topography"), definida [288, 130, 190, 242], como la diferencia entre la posición de la superficie del océano y el geoide (más general, cualquier superficie equipotencial del campo gravífico terrestre). La superficie topográfica del océano Δh_s así definida se calcula (figura 2-2) a partir de la altura del satélite sobre el elipsoide h estable-

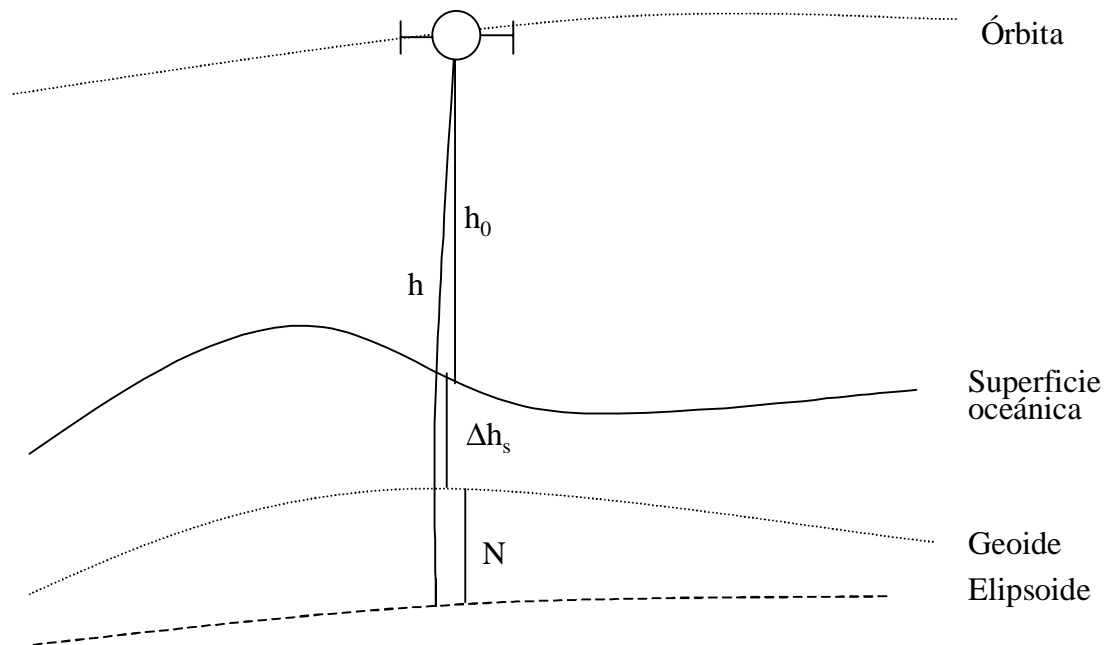


Figura 2-2: Medida del nivel del mar por altimetría por satélite.

cida mediante el movimiento del satélite, la ondulación del geoide N , y la altura del satélite sobre la superficie del océano h_0 , donde en la determinación de estos valores se han cometido,

respectivamente, errores ε_h , ε_N y ε_0 , mediante

$$\Delta h_s = h + \varepsilon_h - h_0 - \varepsilon_0 - N - \varepsilon_N$$

Además, se puede distinguir entre superficie topográfica del océano instantánea (denominada a veces dinámica [242]), es decir, en un instante determinado, y cuasi-estacionaria. Esta segunda es la superficie topográfica del océano después de haber tenido en cuenta, dentro de lo posible, las variaciones temporales, como las mareas, variaciones de naturaleza meteorológica, oceanográfica, tanto periódicas como estacionales.

Para la definición del nivel medio en océanos abiertos, donde tradicionalmente se ha asumido la coincidencia, a partir de una cierta profundidad, de superficies isobáricas y equipotenciales [154], es posible un acercamiento oceanográfico al problema. En este caso, las medidas de la densidad ρ de la columna de agua situada sobre esta profundidad determina la altura anómala de la misma h^D , también denominada por algunos autores superficie topográfica del océano [109], mediante

$$h^D = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_r} \left[\frac{1}{\rho(S, T; p)} - \frac{1}{\rho_0(S_0, T_0; p)} \right] dp$$

donde

p	presión de la columna de agua,
p_0	presión de la superficie libre,
p_r	presión de la superficie isobárica de referencia,
S	salinidad de la columna de agua,
T	temperatura de la columna de agua,
$\rho_0(S_0, T_0; p)$	densidad de una columna de agua estándar de salinidad S_0 y temperatura T_0 a una presión p .

La altura dinámica de la superficie del océano, gh^D , es calculada, pues, mediante las densidades observadas del agua y de la ecuación hidrostática fundamental [288, 154]. No obstante, tenemos que señalar que esta nivelación, también denominada nivelación oceánica, muestra una diferencia global entre el nivel medio en el Ecuador y en los polos de 1.0 y 1.5 metros. Finalmente, indicamos que la superficie isobárica de referencia se estableció en los trabajos

pioneros de A. Defant en 1941 en 10 MPa, o 100 milibares, equivalente a 1000 metros de profundidad, aproximadamente, aunque otros autores toman la superficie isobárica de 20 MPa o, más generalmente, superficies situadas entre 10 y 40 MPa [288].

Generalmente y, sobre todo en las publicaciones relativas a altimetría por satélite, puede existir una similitud entre la superficie topográfica del océano cuasi-estacionaria y la **superficie media del océano** (“mean sea surface”). En esta disciplina, la superficie media del océano representa la posición de la superficie del océano, sobre el elipsoide, promediada en un intervalo apropiado de tiempo para eliminar de la señal mareográfica periodos anuales y semianuales, señales estacionarias y errores accidentales [12]. Por lo tanto (figura 2-3), la superficie media del océano (*MSS*) sería la superficie topográfica cuasi-estacionaria (*QSST*) más la ondulación del geoide *N*

$$MSS = N + QSST$$

Además, si se considera la altura de la superficie instantánea del nivel del mar (“Sea surface heigh”, denotada como *SSH*) medida por el altímetro sobre el elipsoide, se verifica una relación similar a la anterior con la superficie topográfica instantánea, *ISST*

$$SSH = N + ISST$$

Hay que señalar que, sin embargo, para otros autores la superficie media del océano es la superficie teórica que adoptaría la superficie del océano si se eliminaran los movimientos de corto y largo periodo debidos a mareas y viento [238]. Para efectos de altimetría se utilizan los valores de esta superficie en una red de nodos equidistantes para efectos prácticos de cálculo. Otra superficie ampliamente utilizada para estudios altimétricos [47] es la **diferencia del nivel del mar** (“sea level difference”), que es la diferencia entre el nivel medio obtenido por observaciones altimétricas y el obtenido en estaciones mareográficas.

Anteriormente hemos citado continuamente el nivel medio del océano. Está claro que el nivel del mar es el nivel de la superficie del océano en cualquier instante de tiempo relativo a un datum predefinido. Pero, ¿qué es el nivel medio?. Diversos autores (por ejemplo, [288], [234], [249], [275], [321]) entienden el **nivel medio del mar** (“mean sea level”) como el nivel obtenido

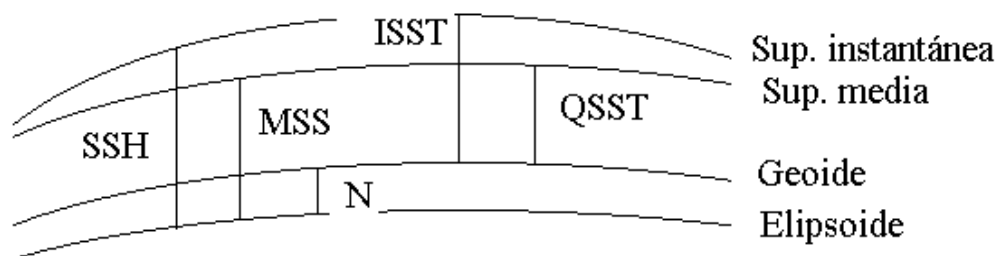


Figura 2-3: Relación entre la superficie topográfica instantánea (ISST), cuasi-estacionaria (QSST), superficie media (MSS) y altura de la superficie instantánea del océano (SSH).

por promedios de lecturas mareográficas en un periodo adecuadamente largo de lecturas. La longitud del periodo varía, aunque generalmente se considera mayor de un año, siendo este periodo suficiente [234, 275, 249]. Para la Real Academia de CC. Exactas, Físicas y Naturales, el periodo sobre el que se debe calcular la media es de 19 años [321]. Según el periodo en el que se calculan los promedios, obtenemos nivel medio diario, mensual o anual [249]. Algunos autores distinguen entre **nivel promedio del mar** (“average sea level”), que correspondería al nivel del mar obtenido por medias y el nivel medio del mar, que es definido por estos autores como el nivel del mar si sobre él no actuara ninguna fuerza externa [171]. El **datum del nivel del mar** (“sea level datum”) es el datum donde la superficie de referencia es el nivel medio determinado por promedio de observaciones [90]; los datums definidos por las distintas autoridades nacionales corresponden a este tipo. Consecuentemente a esta definición de nivel medio, éste varía con el tiempo y depende del intervalo considerado.

Otro concepto muy relacionado con el anterior es el **nivel medio de marea** (“mean tide level”), que es el promedio entre las alturas máxima y mínima de la marea, que aunque es menos laborioso de calcular que el nivel medio diario contiene muchas más contribuciones de la marea [234, 249]). También puede ser denominado altura del nivel medio [167].

En un sentido más amplio, el nivel medio del mar podría ser definido como la superficie que adoptaría el océano si la Tierra se encontrara en reposo absoluto y en ausencia de fuerzas de ningún tipo. Por supuesto, esto es una idealización y, en cierto sentido, irreal. No tan irreal pero sí generalización suya, es el nivel medio definido como la superficie resultante si

se eliminaran mareas, diferencias en la densidad del agua, corrientes y movimiento forzado atmosférico, aproximación a una superficie equipotencial del campo gravífico terrestre. A lo largo de este trabajo cuando se cite el nivel medio (excepto cuando sea citando el trabajo de otros autores, que se empleará la notación por ellos utilizada) no nos referiremos al nivel del mar determinado a través de medias (o nivel promedio del mar), sino a un hipotético nivel del mar en este sentido más general.

A efectos prácticos y para determinaciones locales del nivel medio, uno de los primeros problemas que se plantean es el sistema de referencia (local) utilizado y la estabilidad del mismo (figura 2-4). Empezaremos con los mareógrafos, los instrumentos más tradicionales para

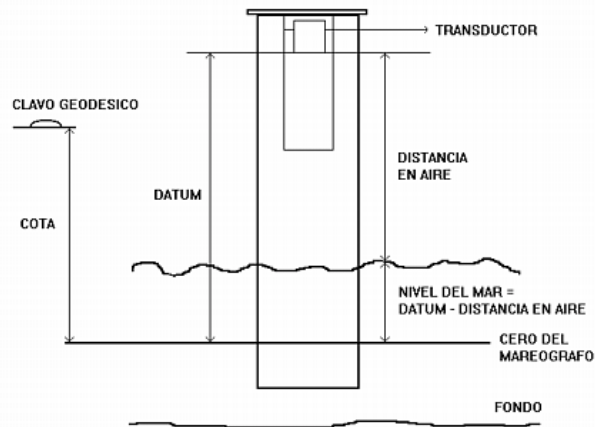


Figura 2-4: Mareógrafo y referencias (Fuente: Clima Marítimo).

la observación de las variaciones temporales del océano. A cada sensor le corresponde un plano horizontal respecto al que se mide la altura registrada del mar, denominado **cero o datum del mareógrafo** (“Tide Gauge Datum”). Estrechamente relacionado con él está la **marca de contacto** (“Contact Mark” o “Contact Point”), que es una marca de referencia permanente en un mareógrafo respecto a la cual el nivel del mar medido por el instrumento puede ser directamente relacionado. También es la principal marca de referencia en las componentes del mareógrafo con la que se relaciona el vértice de nivelación en la zona que lo rodea por nivelación geodésica. Esta marca está colocada o en el contenedor del sensor o en un objeto estable cerca del pozo del mismo. Externo ya al instrumento está el **clavo del mareógrafo** (“Tide Gauge

Benchmark”), que es el clavo de nivelación estable cercano al mareógrafo, que debería estar enlazado con una red de nivelación, aunque no lo está en todos los casos. Las principales razones por las que se desea fijar estos clavos con una precisión por debajo de 1 cm son la detección de variaciones globales del nivel medio (observaciones corregidas de movimientos de la corteza), variaciones en la circulación oceánica (nivel del mar a lo largo de estrechos o cadenas de islas) y altimetría por satélite (calibración y validación altimétrica, determinación de la superficie topográfica del océano). Las principales técnicas geodésicas necesitadas para una fijación del clavo del mareógrafo son una red local de vértices que sirve tanto para controlar su estabilidad como para determinar si cualquier movimiento es extremadamente local o representa una tendencia regional (precisión menor de 1 mm para distancias menores de 1 km y menor de 1 cm para distancias entre 1 y 10 km), medidas absolutas de la gravedad (precisión menor de 2 microgales) y conexión GPS del clavo a estaciones de referencia de SLR o VLBI (precisión menor de 1 cm) [38, 14]. Para controlar la estabilidad de la referencia de los mareógrafos, ésta ha de estar materializada por al menos dos clavos o señales debidamente enlazados mediante nivelación de alta precisión, tanto entre ellos como a la Red Nacional. Este segundo enlace permite detectar, por ejemplo, posibles asentamientos del muelle en que se encuentra el sensor, que producirían una falsa tendencia en el nivel del mar. Para poder distinguir entre movimientos verticales de la corteza o variaciones de potencial y variaciones del nivel del mar es necesario fijar estos clavos con una precisión subcentimétrica [39, 142, 348, 144]. Por otra parte, un problema asociado a la determinación de altitudes ortométricas y elipsóidicas respecto a niveles medios locales es que éste puede estar referido a distintas superficies equipotenciales (figura 2-1). De forma similar al clavo del mareógrafo, se define el **clavo GPS** (“GPS Benchmark”), que es el clavo de nivelación que sirve de referencia para las medidas GPS cerca del mareógrafo, y que debe ser enlazado con nivelación de alta precisión al clavo del mareógrafo [144]. En puertos con mucho tráfico, ambos clavos pueden estar alejados algunos centenares de metros.

El **cero del puerto** (“Harbour Datum”) es un plano horizontal, definido por la autoridad portuaria, a partir del cual se miden los niveles y alturas de marea por esa autoridad. Los niveles a los que se establece el datum del puerto varía y no concuerdan con ningún nivel uniforme [3]. Actualmente se establece cerca de la mayor bajamar astronómica, aunque antiguamente no era así. La profundidad real en este caso está dada por la profundidad de la carta batimétrica más

la altura de marea. Por motivos meteorológicos, se pueden encontrar aguas por debajo del cero del puerto. Puede coincidir o no con el cero hidrográfico.

De gran importancia para la definición de sistemas de referencia resulta la **Unidad de Altura U** , definida como la altura sobre el nivel medio que alcanza la primera pleamar después del paso de la Luna por el Meridiano cuando el Sol y la Luna se encuentran en el Ecuador, a distancia media y pasando los dos astros por el meridiano [167]. Es decir, es la amplitud de la suma de las componentes M_2 , S_2 , O_1 y K_1 . Muy relacionado con este concepto está el **Establecimiento del Puerto (EP)**, que es la diferencia entre la hora siguiente al paso de la Luna por el Meridiano cuando el Sol y la Luna se encuentran en el Ecuador, a distancia media y pasando los dos astros por el meridiano. Corresponde a la fase de la suma de las componentes anteriores. Desde el punto de vista teórico, ambas son constantes para cada puerto y están tabulada en el Anuario de Navegación. Sin embargo, debido a la longitud del registro (que posibilita una separación mayor o menor de las componentes de marea por análisis armónico) y a las modulaciones astronómicas, estas cantidades no son constantes.

Dentro de las cartas batimétricas y náuticas se define el **cero hidrográfico o datum** (“Chart Datum”) como nivel de referencia sobre el que se miden las profundidades de las cartas [140]. Las predicciones de marea deberían estar referidas a él, aunque no siempre es así por discrepancias con el datum del puerto. No es un plano horizontal, ya que se da según las características locales [234]. Es utilizado para la publicación del Anuario de Mareas y la elaboración de las cartas náuticas y varía con las características de la marea a lo largo de a costa, ya que está calculado a partir de las condiciones locales de la marea. En España y en Francia se toma ligeramente inferior a la mayor bajamar posible [166, 167]; es el nivel medio menos $1.2U$, siendo U la unidad de altura. En Inglaterra se toma distintos ceros hidrográficos: a veces se toma la media de todas las bajamares de sicigias equinociales y otras veces toman el datum de la India. En Norte América, se toma o bien la media de las bajamares más acentuadas (Costas del Pacífico, Alaska, Hawaii y Filipinas) o bien la media de todas las bajamares (Costas del Atlántico y Puerto Rico). En Italia y Alemania se toma como cero hidrográfico la media de las bajamares de sicigias equinociales. Y en mareas de pequeña amplitud, como el Mar Báltico, se toma el nivel medio. Por otra parte, en España, el Instituto Español de Oceanografía (IEO) suele utilizar alguno de los ceros anteriores, u otro independiente, para referenciar las alturas

registradas por sus mareógrafos. Actualmente la Organización Hidrográfica Internacional (IHO) recomienda como sistema geodésico global de referencia para uso hidrográfico o cartográfico el World Geodetic System (WGS) desarrollado por los Estados Unidos de América.

La **Referencia Local Revisada** (“RLR, Revised Local Reference”) es la referencia utilizada por la base de datos internacional más importante, el Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL [234, 275]. Las medidas en una estación, para distintos periodos y distintos clavos de mareógrafos, están referidas en su base de datos a este datum. Su elección se ha hecho de forma que el nivel medio en un periodo determinado esté aproximadamente 7 metros por encima de esta referencia. La elección de 7 metros se basa en la eliminación de confusiones con otras referencias más usuales.

En altimetría por satélite, el sistema utiliza un sistema de referencia geocéntrico, respecto al centro de masas de la Tierra, para la determinación exacta de las posiciones de los satélites. Sin embargo, la altura de la superficie del océano está dada sobre el elipsoide. En los últimos años, la utilización de técnicas GPS permite disponer de un elipsoide de referencia como nivel de referencia internacional común a los diferentes países. Probablemente este será el sistema de referencia del futuro, permitiendo incluso el enlace con observaciones obtenidas por técnicas de altimetría por satélite. Pero a pesar de los esfuerzos hechos en esta dirección por distintos organismos internacionales a través de proyectos financiados para la implementación de este sistema, hasta la fecha esta referencia sólo está disponible en un número reducido de mareógrafos.

Dentro de las definiciones anteriores, no hay que olvidar el papel que juega la línea de costa, que no es más que el punto donde intersecan el océano y la corteza [183]. Varían en distintas escalas temporales y espaciales, dependiendo de las interacciones de los mecanismos que la definen, que son las variaciones del nivel medio del océano y de la corteza y dinámica costera. Las variaciones del nivel medio se deben a variaciones del volumen y forma de la cuenca, variaciones del volumen total de agua, variaciones de la gravedad o variaciones de temperatura y presión. Principales causas de movimientos de la corteza son levantamiento post-glacial y dinámica de la litosfera en zonas costeras, mientras que la dinámica costera se debe a erosión y fragmentación de la costa, transporte de sedimentos, tendencias de largo periodo, tormentas, huracanes y tsunamis. La definición de línea de costa tiene importantes consecuencias desde el

punto de vista socio-económico, ya que desde el punto de vista legal generalmente delimita la zona a partir de la cual se puede edificar. Por tanto, es definida por las leyes de los distintos países. En España la Ley de Costas, de 1988 la define como el “límite hasta donde alcanzan las olas en los mayores temporales conocidos o, cuando lo supera, el de la línea de pleamar máxima equinocial”, es decir, por la suma de las componentes M_2 , S_2 , O_1 y K_1 .

2.4 Efectos perturbadores del océano. Estrategias de estudio

El estudio del nivel medio del océano puede ser considerado, a priori, como un campo bien delimitado y bastante unitario. Sin embargo, como ya hemos indicado anteriormente, las variaciones del nivel medio están originadas por una compleja interacción de factores astronómicos, geológicos, hidrológicos y climáticos. En muchas ocasiones puede resultar matemáticamente muy difícil o imposible distinguir el origen de las distintas variaciones, ya que distintos fenómenos ocasionan desplazamientos que se manifiestan de forma similar y además tienen la misma frecuencia. Por ejemplo, las corrientes tienen su origen tanto en las variaciones de densidad y temperatura como en la fuerza derivada del potencial astronómico de mareas o en la rotación de la Tierra. Otro ejemplo son las perturbaciones atmosféricas, que pueden ocasionar variaciones del nivel del mar debido a la respuesta estática del océano a variaciones de presión atmosférica, pero también pueden producir oscilaciones libres del agua del océano en cuencas cerradas.

Son muchas las causas que ocasionan un desplazamiento en la superficie libre del océano. En primer lugar, está la fuerza de atracción, tanto de la masa sólida de la Tierra como del océano y de la atmósfera. La tierra sólida está, además, sometida a distintos procesos tectónicos que también ocasionan desplazamientos de la masa oceánica. Así mismo, el campo magnético de la Tierra presenta variaciones temporales, que a su vez producen desplazamientos de la superficie libre del océano al originar variaciones en la ionosfera y al inducir éstas variaciones de la cantidad de radiación recibida, a la vez que se introducen modificaciones en la superficie ionizada del océano (como consecuencia del viento). Adicionalmente, la Tierra no está aislada en el espacio, sino que está rodeada de otros cuerpos, girando alrededor de su propio eje con un movimiento de rotación y alrededor del Sol con un movimiento de traslación. Debido a los ciclos de actividad solar se producen variaciones de la superficie topográfica del océano

tanto por variaciones de temperatura como por campo magnético o por cambios climáticos. Procesos originados por los seres humanos también pueden ser la causa de desplazamientos de la superficie libre del océano, como movimientos de la corteza debido a asentamientos humanos y al vaciado de grandes cámaras subterráneas. Además, debido a la existencia de movimientos de masas oceánicas, existe fuerza de fricción tanto entre las distintas capas del océano entre sí como entre el océano y la atmósfera y entre el océano y la corteza, lo que puede producir alteraciones de las características de los fenómenos arriba citados. Describamos esto con más detalle.

Sobre cualquier punto de la Tierra actúa la fuerza de la gravedad, que es el resultado de las acciones gravitatorias de todas las masa, incluidas el océano y la atmósfera, y de la fuerza centrífuga. En particular, actúa sobre un punto cualquiera del océano. Por otra parte, la fuerza derivada del potencial astronómico de marea produce desplazamientos no sólo en el océano sino también en la corteza y en la atmósfera. Esta fuerza de mareas es variable con el tiempo en función de las posiciones relativas de los astros perturbadores. La acción directa de la fuerza de mareas sobre el océano produce desplazamientos verticales de éste (componente vertical) y corrientes de marea (componente horizontal). Sobre la corteza, el manto y el núcleo ocasiona, al mismo tiempo, un desplazamiento vertical debido a la marea terrestre del fondo (que se traduce en un desplazamiento de la superficie del océano respecto al centro de masas), desviaciones de la vertical y variaciones de la fuerza de la gravedad, que también suponen movimientos en el océano. Como efectos indirectos, de menor magnitud, se suman a los anteriores el hundimiento por carga y los efectos derivados del potencial de deformación de la corteza y del océano como consecuencia del desplazamiento de las masas. Adicionalmente, debido a marea atmosférica se produce un desplazamiento de la superficie libre del océano, no sólo por el efecto de carga, sino también por la diferencia de atracción de las masas atmosféricas. La fuerza derivada del potencial astronómico de mareas también ocasiona corrientes de marea en la atmósfera, responsables de distintos fenómenos en el océano. Resulta importante el estudio de las variaciones introducidas por la variación periódica e irregular de la velocidad de rotación de la Tierra, origen de variaciones en la fuerza de la gravedad. Hay que considerar también que, debido a la existencia de la fuerza de reestructuración interna, se ocasionan movimientos termohalinos en los océanos con origen, fundamentalmente, en cambios de temperatura y densidad dentro de

una capa. Finalmente, tienen lugar corrientes de gradiente de superficies de distinto potencial.

Como consecuencia de la rotación de la Tierra se producen en el océano corrientes, que conforman la circulación general oceánica y que son consecuencia de las distintas características del océano y de la atmósfera y al rozamiento con el fondo. Por la distribución de la océanos y continentes y por la fuerza de inercia se puede producir acumulación de agua en determinadas zonas costeras. Además, en la atmósfera tienen lugar corrientes con origen en la rotación de la Tierra que ocasionan, a su vez, viento, que produce perturbaciones de alta frecuencia en la superficie libre del océano. Y como la fuerza de Coriolis interviene en cualquier movimiento que se produce en la Tierra con componente no nula perpendicular a la dirección de la gravedad, ocasiona una desviación de la trayectoria de estos fenómenos. Nansen ya observó durante su expedición científica al Ártico en 1893 que la superficie del agua no se movía en la dirección de la fuerza generadora, que es el viento. Este efecto fue estudiado posteriormente por Ekman, conociéndose en la actualidad con el nombre de efecto Ekman. Por otra parte, la cantidad de radiación solar recibida en cada punto de la superficie de la corteza terrestre, del océano o de la atmósfera varía a lo largo de un día solar, lo que junto al calentamiento diferencial de la corteza-océano-atmósfera produce variaciones de densidad significativas [251], además de ser el origen de variaciones de presión atmosférica que ocasionan viento y variaciones de nivel por el efecto de carga. Así mismo, la distinta rotación núcleo-manto-corteza origina fenómenos de resonancia y variaciones del potencial gravitatorio. Por último, movimiento del polo y variaciones en la velocidad de rotación de la Tierra producen tanto variaciones de la fuerza derivada del potencial gravitatorio como de la fuerza de Coriolis, modificándose de nuevo los movimientos existentes, lo que complica todavía más el estudio.

El movimiento de traslación de la Tierra alrededor del centro de masas del sistema Sol-Tierra-Luna es responsable, además de fenómenos de mareas, de diversos movimientos del océano, estrechamente relacionados con los ciclos estacionales. Entre estos destacan variaciones de temperatura y densidad, produciendo variaciones de salinidad y consecuentemente corrientes; el ciclo hidrológico de los ríos, con variaciones tanto en el volumen de agua del océano como en su distribución, especialmente en las zonas donde se produce la mezcla entre el agua dulce y el agua salada; variaciones en la dirección e intensidad del viento y variaciones en la vegetación. Estas últimas, aunque de pequeña magnitud, producen variaciones en la velocidad de rotación

de la Tierra, en los ciclos pluviométricos y en la cantidad de agua sobre la superficie terrestre.

La actividad geológica que tiene lugar en la parte sólida de la Tierra es un factor importante a considerar, ya que ocasiona tanto variaciones de largo periodo como variaciones de alta frecuencia y gran amplitud. La distribución, forma y características de las cortezas oceánica y continental tiene una gran influencia en distintos fenómenos, como la propagación de las ondas o en fenómenos de resonancia. Pero, además, las placas litosféricas se mueven, su estructura y forma se ve modificada por aportes de sedimentos y se genera corteza oceánica a lo largo de las dorsales mesoceánicas. Consecuentemente varía la respuesta del océano a las fuerzas actuantes en función de estas nuevas características. Existen también fenómenos que producen una variación brusca de la superficie topográfica del océano como, por ejemplo, un terremoto o una erupción volcánica en una zona cercana al mar o en zonas sumergidas, que pueden originar ondas de una gran amplitud al aproximarse a zonas costeras, como son los tsunamis. Por otra parte, los movimientos verticales de la corteza, generalmente debidos a fenómenos de subsidencia, a acumulación y compactación de sedimentos en los deltas de los ríos, o a isostasia, se pueden interpretar como variaciones relativas del nivel medio del mar. Hay que señalar que todos estos fenómenos ocasionan, a la vez, variaciones del potencial gravitatorio.

Por otro lado, al estar la Tierra muy cercana al Sol, los cambios que tienen lugar en la actividad solar modifican de manera notable la vida en la Tierra. Por una parte se pueden producir importantes cambios climáticos, originando una glaciación o una desglaciación, con gran influencia principalmente en el volumen de agua global de los océanos mundiales y en la densidad. Una de las posibles causas de este fenómeno son los ciclos de actividad solar. El astrónomo británico E.W. Maunder fue el primero en observar la correlación entre actividad solar y clima, en 1903. Esta hipótesis fue contrastada por J.A. Eddy a través de un estudio del contenido del isótopo radioactivo Carbono 14 de los anillos de crecimiento anual de los árboles. Hoy se sabe que han existido al menos 12 variaciones climáticas importantes en los últimos 5000 años. Un cambio climático puede suponer también una variación del ciclo hidrológico, con cambios en las variaciones estacionales. Por otra parte, la actividad solar produce variaciones en el campo magnético terrestre que se manifiestan tanto como modificaciones en la altura de la ionosfera como en la cantidad de radiación recibida en la superficie. Las modificaciones en la ionosfera, del orden de 100 – 150 km, influyen en la variación del potencial gravitatorio, aunque

de pequeña magnitud, y en interacciones con la superficie electrizada del océano.

Actividades antropogénicas también puede ser el origen de variaciones del nivel medio del mar, tanto aparentes como reales, tanto relativas como absolutas y tanto locales como regionales o globales. Debido a grandes asentamientos urbanos, como en Bangkok, se extraen grandes cantidades de agua de acuíferos subterráneos, que llegan a producir un desplazamiento vertical de la corteza de hasta 100 mm/año. Dentro de este contexto, también se puede producir subsidencia debido a la extracción, principalmente, de petróleo (lago Maracaibo, Venezuela) [134], gas (Llanura de Niigata, Japón), agua (Houston-Galveston, Estados Unidos) o carbón (Latrobe Valley, Australia). Por otra parte, la actividad del hombre sobre los océanos produce una variación de las características de este, especialmente en cuencas cerradas, debido principalmente a la contaminación. Esta variación de la composición química puede producir variaciones de salinidad, que induce, a su vez, variaciones de nivel. Otro ejemplo de la influencia de la actividad humana sobre el océano se tiene en la modificación de la cantidad de sedimentos que llega al mar a través del curso fluvial. Por otra parte, la deforestación contribuye a aumentar la cantidad de sedimentos vertidos a los ríos, contribuyendo esto al hundimiento de la zona del delta, como ocurre en los deltas del Indo o del Ganges [170]. Otro factor a considerar es el calentamiento de la atmósfera debido a la emisión de CO₂ [113, 114] que produce variaciones del volumen de agua de los océanos, que pueden llegar a ser de hasta 0.3 metros en el año 2050 y 0.6 metros en 2010, aunque estas cifras dependen de fenómenos locales como subsidencia o levantamiento de la corteza. El volumen global del océano es modificado también por el aumento de vapor de agua de la atmósfera con origen en la extracción de aguas subterráneas [171, 99].

Existen además distintos fenómenos que pueden ocasionar variaciones aparentes del nivel del mar en las series de observación obtenidas en zonas costeras, que posteriormente podrían ser interpretadas como variaciones del nivel medio del mar de no aplicarse un tratamiento matemático de preproceso y análisis adecuado. Al estar la serie mareográfica íntimamente ligada a un instrumento, son de gran importancia las características de éste en la serie obtenida. Los mareógrafos se encuentran normalmente situados en puertos, por lo que los registros están influidos por las características de su emplazamiento, como puede ser la proximidad de la desembocadura de un río produciendo una variación estacional, subsidencia en el caso de formarse un delta, inundaciones, variaciones más lentas de la composición del agua o varia-

ciones de las condiciones hidrodinámicas. Por ejemplo, en el Mar de la Paja se ha observado [290] un fuerte aumento de los desfases observados como consecuencia del caudal de los ríos que fluyen en dirección opuesta a la propagación de las ondas de marea. Las diferencias en altura a que dan lugar puede alcanzar los 20 cm. Otro ejemplo se tiene en oscilaciones libres en cuencas cerradas, como las observadas en el Puerto del Musel [45] donde, en días de tormenta y debido a las interacciones no lineales entre distintas ondas, los grandes barcos deben fondear en alta mar. Otro factor importante a tener en cuenta es si el sensor está compensado de presión atmosférica, ya que en caso de no estarlo, se debe efectuar esta corrección durante la etapa de preproceso, tema de gran importancia tratado en capítulos posteriores. Además, existen distintos factores instrumentales, como variación de la sensibilidad del instrumento con el tiempo, efectos térmicos sobre el sensor, respuesta no lineal del mismo en las distintas zonas de la escala, estabilidad de la instalación o modificaciones que se hacen en el emplazamiento del sensor, problemas potenciales que ya fueron señalados por diversos autores, entre los que destacamos a Barnett [17].

Por último, hay que señalar que cualquier movimiento que se produzca en el océano ve modificadas sus características debido a la fuerza de rozamiento entre las distintas capas que forman el océano o entre este y la corteza. Además, cualquier movimiento con componente en el plano perpendicular al de actuación de la fuerza de la gravedad modifica su trayectoria debido a la fuerza de Coriolis, como ya se indicó anteriormente. La relación simplificada entre los efectos perturbadores y su efecto en variaciones del nivel medio del océano se representa en la figura 2-5, donde se puede apreciar la complejidad del proceso. En esta figura, las principales causas se representan con un rectángulo, sus efectos con un rectángulo de esquinas redondeadas y el tipo de variación de nivel que ocasionan con una elipse.

Puede resultar de interés un resumen de los diversos puntos de vista presentados por distintos científicos sobre la clasificación de las causas de las variaciones del nivel del mar [163]. Uno de los primeros trabajos presentados sobre el tema fue realizado en 1927 por Nomitsu y Okamoto [195]. En él, los autores consideran dos grupos principales de factores, el primero se refiere a las causas internas y el segundo a las causas externas. Según estos autores, la principal característica de las causas internas es que están relacionadas con cambios en las propiedades del agua, incluyendo en este grupo, además de las variaciones de salinidad y temperatura del agua,

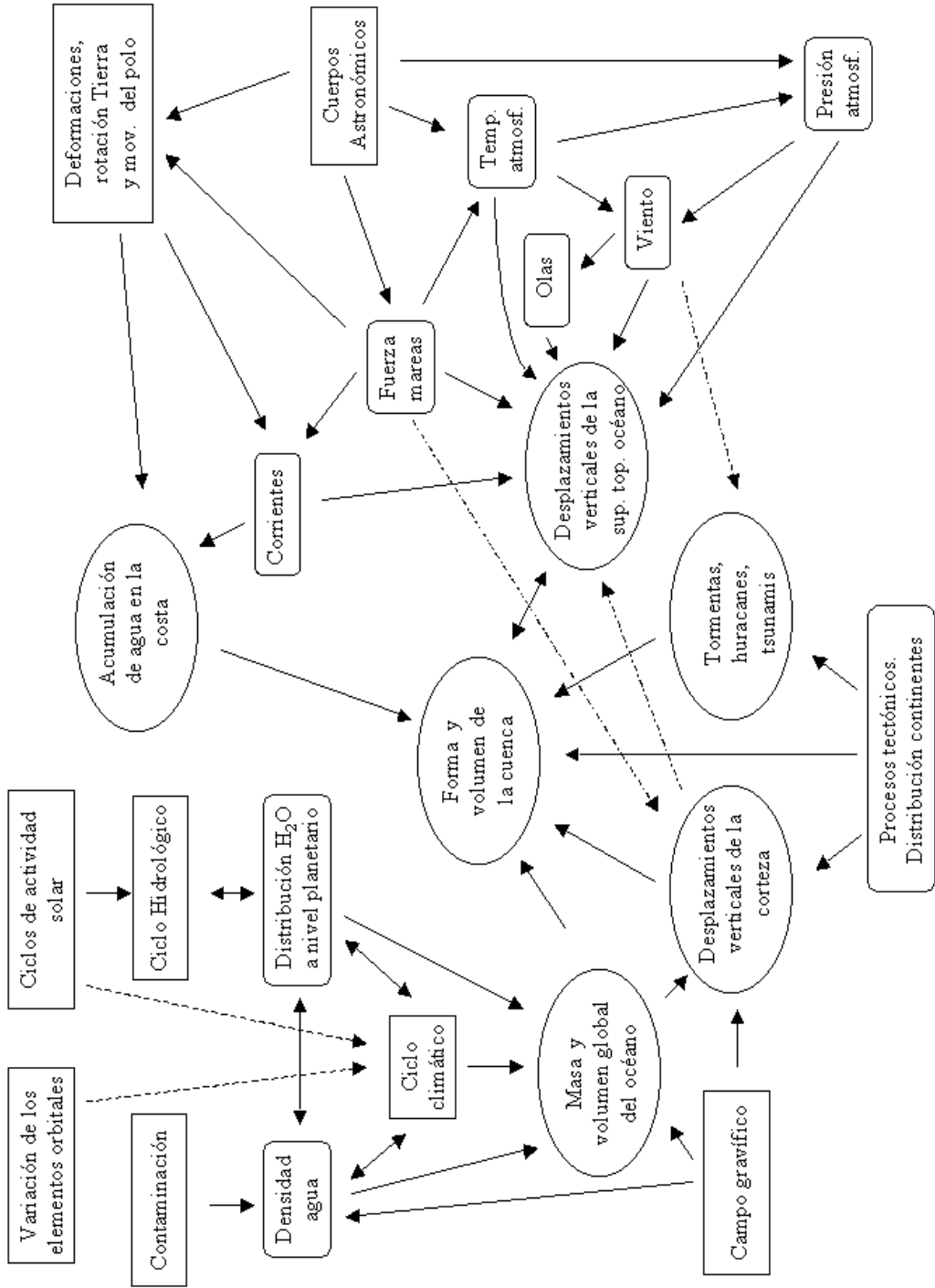


Figura 2-5: Relación entre los fenómenos perturbadores y el nivel medio del océano.

las precipitaciones, evaporación y agua procedente de los ríos. Al grupo de los factores externos pertenecen la presión atmosférica, diferentes efectos causados por el viento y las consecuencias de la aceleración de Coriolis sobre las masas de agua en movimiento. Es interesante señalar que no se consideró la respuesta del océano a las fuerzas derivadas del potencial astronómico de mareas. Más adelante, en 1944, Hela caracterizó las variaciones del nivel del mar, denominadas de nuevo causas internas y externas [132]. Pero, según este autor, sólo la distribución de la temperatura y salinidad del nivel del mar pertenece al primero de los grupos, mientras que en el segundo incluyó no sólo las mareas, sino también las variaciones debidas a los distintos factores meteorológicos, como presión atmosférica, viento, seiches, precipitación, evaporación y aumento del caudal de agua y transporte en las zonas de transición.

La clasificación dada por Dietrich fue totalmente distinta a las anteriores, ya que consideró tres grandes sistemas: el primero incluía el efecto de los cuerpos celestes sobre la Tierra, el segundo sistema era relativo a la corteza oceánica y continental y el tercero se ocupaba del océano y la atmósfera [66]. Esta clasificación incluye elementos adicionales, como movimientos verticales de la corteza o variación de la topografía del fondo oceánico, que están en el segundo sistema. Las fluctuaciones en salinidad y temperatura del océano están incluidas en el tercer grupo, ya que Dietrich considera que son consecuencia de los efectos meteorológicos primarios.

Otro intento de clasificar las causas de variaciones del nivel del mar fue hecho por Galerkin en 1960 [103], que propuso tres principales secciones de factores contribuyentes. La primera sección consta de las variaciones de las propiedades físicas del agua que, según Galerkin, son prácticamente idénticas a las variaciones de densidad de este. De las fluctuaciones de la cantidad de agua se ocupa la segunda sección, donde están incluidas las precipitaciones, evaporación, agua procedente de ríos y transporte por corrientes. La tercera sección puede parecer muy restringida, ya que se refiere principalmente a la distribución desigual de la altura del nivel dentro de una cuenca, pero sin embargo, comprende factores muy importantes, como la presión atmosférica, vientos y fuerza de Coriolis.

Debido a la dependencia del nivel medio del océano de la escala espacial que se considere, en 1970 Wemelsfelder distinguió entre influencias globales, regionales, locales e instrumentales [329]. El primer grupo está formado por desviación de la Tierra de la situación de equilibrio hidrostático (origen de la elipticidad de la Tierra), movimientos tectónicos y eustáticos, mareas

diarias, semimensuales y mensuales, mareas semianuales, anuales y del periodo de revolución de los nodos de la Luna, volumen de agua, influencias de la glaciación, patrones de temperatura y salinidad, modulación de estos por las corrientes, corrientes de deriva, fuerza de Coriolis y fuerza centrífuga. Las influencias regionales son las formadas por efectos mensuales del viento, efectos mensuales de la presión atmosférica, tormentas, efectos regionales de las fuerzas de Coriolis y centrífuga y movimientos tectónicos regionales. Dentro de las influencias locales considera las olas de viento, inclinaciones locales, corrientes locales debidas a la fuerza de Coriolis, desviaciones locales de la temperatura y renovación del agua y trabajos marítimos recientes. Finalmente, las influencias de la instrumentación deben ser consideradas en todos los casos anteriores y son la situación del mareógrafo, modificaciones en su emplazamiento, variaciones en el cero instrumental, ya sean accidentales, por reajuste de la altura grabada o subsidencia, sensor, variaciones de densidad del pozo en el que está situado, enlace con redes de nivelación reiteradas y su reajuste, errores de lectura y cambios en la instrumentación o en los métodos de trabajo.

El anterior desarrollo de las clasificaciones muestra una transformación de las más simples a divisiones más sofisticadas, reflejando el progreso conseguido en la investigación sobre el nivel medio del océano. A pesar de las ventajas de estas clasificaciones, puede ser preferible seguir un proceso de descripción de los distintos fenómenos perturbadores de la superficie topográfica al margen de ellas, clasificación que fue realizada por Montgomery en 1937 y posteriormente utilizada por diversos autores [181, 305]. Por ejemplo, en 1974 Lisitzin clasificó las variaciones del nivel del mar en variaciones periódicas, contribuciones meteorológicas y oceanográficas, variaciones estacionales, variaciones seculares, seiches y tsunamis [163]. En 1986, Chelton y Endfield resaltaron la importancia de distinguir, a partir de registros mareográficos, entre variaciones del nivel del mar y movimientos de la corteza, dificultad que ya fue citada en 1978 por Vanícek [305], clasificando las causas de las variaciones mareas, efecto barométrico inverso, corrientes geostroficas, elevación de la corteza, ondas costeras, variación estacional y variaciones seculares [48]. Por último, citaremos la clasificación realizada por Le Provost en 1990 [230], que distinguió entre fenómenos violentos, fenómenos regulares, perturbaciones frecuentes de amplitud notable debidas a perturbaciones meteorológicas, circulación general oceánica, variaciones estacionales, fenómenos interanuales y variaciones de largo periodo.

Lo anterior pone de manifiesto tanto la dificultad de obtener una clasificación que sea universalmente reconocida como la influencia de la escala espacial que se considere en la determinación del nivel medio relativo. Resulta necesario, así mismo, especificar y distinguir la escala espacial en la que tiene lugar la variación, ya que se debe seguir en cada caso un proceso distinto. Por lo tanto, en este trabajo hemos considerado preferible seguir un proceso de descripción de los distintos fenómenos perturbadores de la superficie libre del océano, debido a que, además de parecer la manera más lógica y completa de estudiar los desplazamientos que tienen lugar en la superficie libre del océano, simplifica el proceso posterior de modelización y eliminación de los efectos perturbadores. En este trabajo se van a analizar los distintos fenómenos perturbadores de forma global, análisis que se centrará en las variaciones locales del nivel medio relativo.

2.5 Variaciones temporales del nivel medio

2.5.1 Variaciones temporales en una escala de tiempo geológica

La acción del mar, ocasiona en la costa estructuras características, que son testigo de su posición. Algunas de estas estructuras desaparecen casi instantáneamente, pero otras permanecen por un largo periodo después de que el océano haya variado su posición. Estos indicadores son los que nos permiten determinar ahora la situación del mar (en particular, la línea de costa) hace millones de años, proporcionándonos en consecuencia información sobre las variaciones de muy largo periodo a escala global.

Los indicadores que permiten la determinación en una escala de tiempo geológica del nivel del mar son de varios tipos. Una fuente importante son los fósiles marinos encontrados en zonas no costeras actualmente o de fósiles terrestres encontrados en zonas marinas y su datación por medio del Carbono 14. También son muy utilizados los indicadores sobre costas rocosas, que son de tres tipos. Primero están organismos marinos y comunidades dispuestas en bandas horizontales (principalmente restos fósiles) y que marcaron dónde llegaba el mar, determinándose la época de nuevo por el método del Carbono 14 (figura 2-6). En segundo lugar se encuentran los indicadores erosionales, dispuestos en un rango vertical que depende de la exposición al mar del emplazamiento y que se manifiestan sobre todo por cuevas y grutas, bancos y plataformas, charcas y cortes en los acantilados. Finalmente, están los depósitos, formados principalmente por



Figura 2-6: Zonas emergidas en Agua Amarga con conchas marinas incrustadas.

arrecifes de coral, residuos que proporcionan además información adicional, al formarse estas estructuras con una temperatura, salinidad e insolación determinadas. En costas sedimentarias la altura aproximada del nivel es determinada a partir de sedimentos marinos no consolidados (barro, arena, guijarros, conchas o fragmentos de coral) por distintos métodos (granulometría, bioestratigrafía, evidencia físico-química). El tamaño de las partículas de depósitos marinos depende de la energía del entorno acuático, que puede variar, con la misma profundidad del agua, con la exposición a aguas y corrientes.

Los resultados obtenidos por los métodos anteriores se refieren a la variación del nivel medio relativo y muchas veces es difícil distinguir si reflejan una variación del nivel medio global o procesos asociados a la corteza terrestre. Otra de las dificultades que surge es que, aunque muchos estudios se basan en datos globales, pueden tener mayor peso datos de zonas determinadas [54], pudiendo no representar, por lo tanto, un tendencia global del nivel medio relativo o pudiendo depender del método de análisis. Además, aunque normalmente los distintos estudios coinciden al determinar la tendencia, no se puede hablar de unicidad al determinar la magnitud o la causa. Como ejemplo, señalaremos los ciclos globales de variaciones del nivel medio relativo del océano obtenidos por diversos autores, y que son curvas caracterizadas por incrementos lentos del nivel medio relativo seguidos de periodos de rápido decremento en escalas

de tiempo menores de un millón de años [302, 54]. Posteriormente se han publicado distintos estudios que difieren tanto en la magnitud como en las causas de estas variaciones, que son atribuidas tanto a diversos efectos, como ciclos interglaciales o procesos tectónicos.

La particularidad de las variaciones en una escala de tiempo geológica se pone de manifiesto al considerar factores que no producen a corto periodo variaciones del nivel del océano, pero que sin embargo, en esta escala sí que pueden inducir variaciones significativas del nivel medio. Como ejemplo citaremos las tormentas. El efecto de una tormenta no se deja sentir como variación del nivel medio en una escala de tiempo pequeña. Se pueden detectar variaciones en instrumentos situados en estuarios de ríos, pero es un efecto muy local y con una escala temporal pequeña. Sin embargo, si aumenta significativamente el número de tormentas, en una escala de tiempo geológica el efecto se deja sentir como erosión, con el consecuente aporte de sedimentos, modificación de la costa, isostasia y otros efectos consecuencia de los anteriores.

Existen autores que eliminan de las observaciones del nivel del mar los desplazamientos verticales de muy largo periodos de tiempo determinados con indicadores geológicos [112, 69, 70, 207, 145]. Esta metodología se puede invertir y recientemente se están aplicando técnicas inversas para determinar otros parámetros ([83, 344], este último basado en series mareográficas). Algunos de estos autores determinan variaciones del nivel medio durante un periodo de tiempo específico y posteriormente infieren la contribución a estas variaciones de otros efectos, como el cambio climático durante una época determinada o el volumen de hielo durante una glaciación.

Por otra parte, la variación temporal del nivel oceánico en una escala de tiempo geológica se representa en la denominada curva del nivel del mar. Este tipo de representaciones muestran diferencias regionales significativas, como se puede apreciar en la figura 2-7. Se presentan las tendencias desde hace 8000 años en emplazamientos de Vietnam, Japón, Nueva Zelanda, Brasil y Europa, respecto a un nivel cero actual. A pesar de no representar un intervalo de gran longitud, se observa claramente que existen importantes diferencias en temporalización, magnitud y sentido de las tendencias. Están debidas a efectos locales en cada una de las diferentes costas, que incluyen movimientos verticales diferenciales de los continentes y del fondo oceánico, otros factores geológicos o diversos efectos oceanográficos y climáticos. No obstante, a continuación resumimos las principales variaciones que han tenido lugar en una

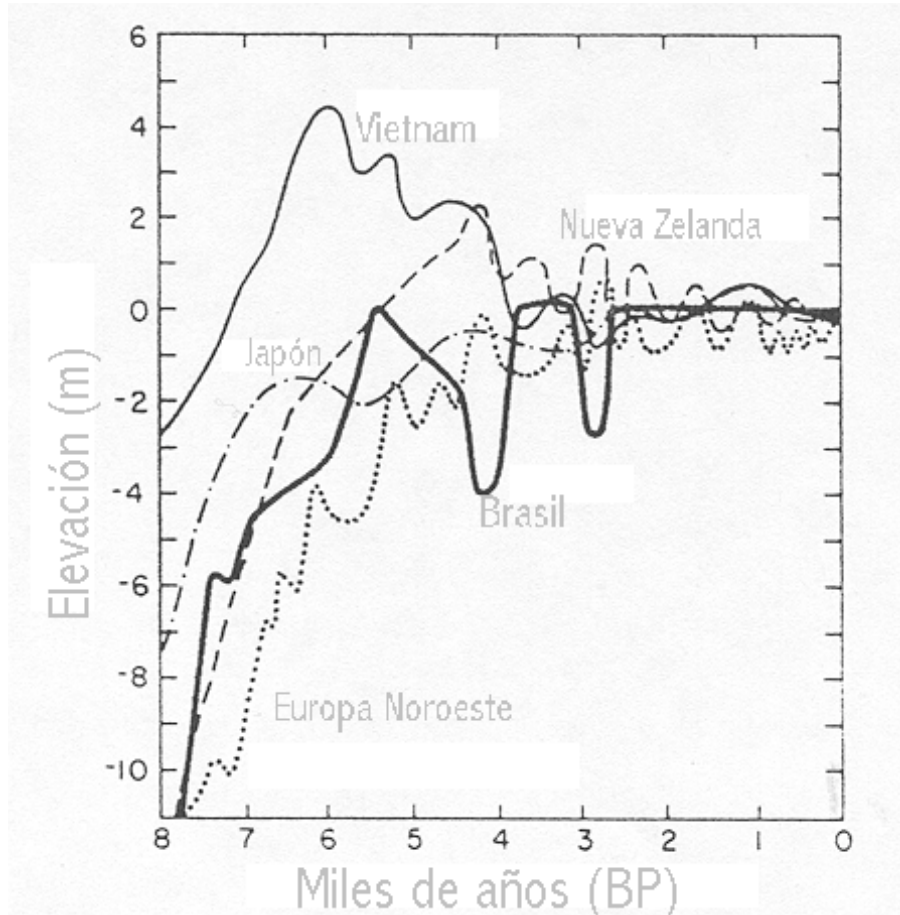


Figura 2-7: Variación del nivel medio respecto al nivel actual en distintos emplazamientos.

escala geológica.

Las épocas glaciales-interglaciales se suceden con una cierta periodicidad, fenómeno que fue explicado por Milankovich a principios del siglo XX, atribuyéndolo tres fenómenos: variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre, variación de la inclinación del eje de rotación de la Tierra y precesión de los equinoccios [109]. Las variaciones de la excentricidad de la órbita elíptica que describe la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol tienen un periodo medio de 92000 años, periodo cercano al de giro del eje mayor de la órbita terrestre sobre ella, de 117000 años. Actualmente, su valor aproximado es 0.017, tal como está dado por las ecuaciones de Newcomb, pero su máximo puede ser de 0.0655 y su mínimo de 0.0018. Como ejemplo citamos que la insolación total de la Tierra ha variado un máximo del 0.3%

durante el último millón de años por efecto de la variación de la excentricidad, pero sus efectos no son sólo una variación directa de la temperatura por la cantidad de radiación recibida sobre la superficie (al aumentar o disminuir la distancia afelio-perihelio), sino también sobre el efecto albedo al variar la cantidad de superficie recubierta de hielo, con consecuencias indirectas. Si el eje de rotación varía su inclinación respecto a la eclíptica, la radiación recibida varía sobre la superficie. Actualmente esta inclinación es de $23^{\circ}27'$, su máximo es de $24^{\circ}20'$ y su mínimo es $21^{\circ}55'$, con un periodo medio de variación de 40000 años. Por último, la precesión de los equinoccios hace variar la posición de las estaciones en la órbita, así como su duración. Su periodo medio de variación es de 21000 años. Por otra parte, aunque estos fenómenos no varíen de forma sustancial la cantidad de radiación que llega a la Tierra anualmente, sí que modifican su distribución en el tiempo y en el espacio.

Después del último periodo interglacial (hace, aproximadamente, 140 000 – 110 000 años), que parece que fue más templado (unos 4°C) que el Holoceno, un enfriamiento gradual se extendió con oscilaciones climáticas menores durante los siguientes 90 000 años [214]. Como resultado de estos cambios climáticos, a las capas permanentes de hielo de la Antártida y de Groenlandia se le sumaron nuevos glaciares en el norte de Europa y de América, así como en zonas montañosas de estos continentes. Como magnitud de la glaciación indicamos que la acumulación de hielo sobre el Golfo de Botnia pudo llegar a alcanzar, en los periodos más álgidos, un grosor de tres mil metros, o en los Alpes los cinco mil. Se estima que hace 50 000 años el nivel del mar era 2 metros superior al nivel actual, lo que se supone debido a que las temperaturas eran superiores a las actuales (aproximadamente 2°) y posiblemente también a otros factores, como variaciones del campo gravitatorio, neotectonismo o tsunamis [151]. El descenso de nivel como consecuencia de la disminución del volumen de agua oceánica se debió de producir hace de 17 000 a 20 000 años. Hay una gran evidencia de un nivel que alcanzaron los océanos entre -90 a -130 metros del nivel actual [214], pero no se ha podido mostrar satisfactoriamente que corresponda a la costa de hace dieciocho mil años, ya que no siempre es posible datar estas variaciones con precisión. En la figura 2-8 se muestran las zonas de tierra expuestas en el Mar Mediterráneo debido al descenso del nivel del mar en la última glaciación.

La determinación, con una cierta precisión, de la posición del nivel medio relativo del mar en épocas glaciales no es muy común y es virtualmente imposible en zonas cubiertas por glaciares,

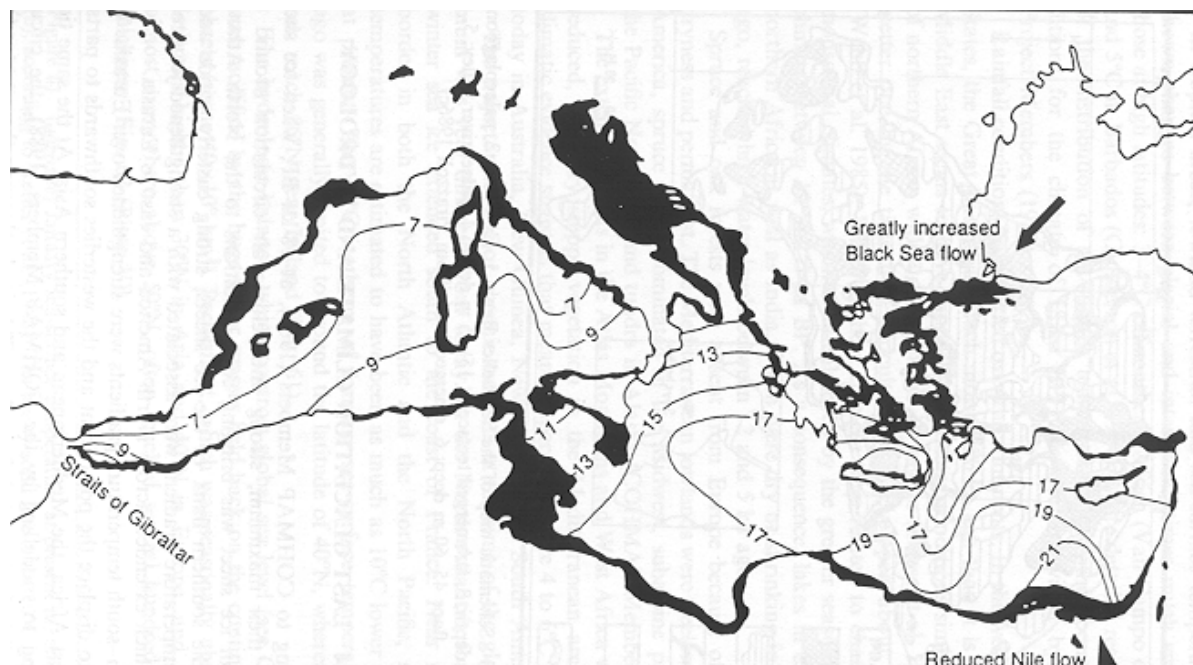


Figura 2-8: Distribución de zonas emergidas durante el último máximo glacial (según [214]).

debido a que las señales en las líneas de costa primitivas del hielo desaparecen con su movimiento y su deshielo. En estas zonas, la evolución del nivel medio local sólo puede ser determinada con posterioridad a la glaciación a partir de diversos indicios dejados en el límite marino, como la presencia de organismos terrestres en zonas no cubiertas por los hielos. Por lo tanto, no resulta raro que la mayoría de las curvas de variaciones del nivel del mar en zonas cubiertas por glaciares no se refieran casi nunca a periodos anteriores al Holoceno, que comprende los últimos 10 000 años.

La desglaciación se produjo en dos etapas, con un primer periodo de calentamiento con su máximo hace unos 13 000 – 12 000 años y otro segundo periodo de calentamiento posterior hace unos 10 300 años, separados por un enfriamiento temporal. Las causas de este enfriamiento no están claras todavía, aunque las teorías con más aceptación hacen referencia a descargas de icebergs masivos o a una variación de la densidad del mar en el Atlántico Norte, con una bajada de la densidad del agua que impidió que se hundiera, elevando la circulación oceánica profunda en esta zona. Al ser esta circulación la responsable del transporte de calor de zonas más cálidas

hacia el norte, este cambio en ella podría haber producido el enfriamiento. Por otra parte, el deshielo no tuvo lugar en todas partes al mismo tiempo ni fue uniforme, lo que se tradujo en variaciones no regulares del nivel de las aguas. El Periodo Boreal, entre 8000 y 5000 años a. C., está caracterizado por un aumento de la temperatura y de la radiación solar (principal causa de deshielo de los glaciares), lo que trae consigo grandes cambios ecológicos y climáticos [100]. En la Península Ibérica el calentamiento no estuvo acompañado de una conversión de grandes extensiones de tierra (antes esteparias o cubiertas de hielo) a zonas de bosques o pantanos, como pasó en Europa, sino que trajo consigo una disminución de la pluviosidad y la desaparición de los grandes rebaños de rumiantes salvajes y la diferenciación entre las zonas verde y parda.

La determinación del nivel medio del océano durante estos cambios climáticos no ha sido sencilla. Y es que debido a las grandes fluctuaciones que presenta el nivel medio del océano, en la representación gráfica de sus variaciones se debe optar por curvas suavizadas o curvas sin suavizar, perdiéndose perspectiva sobre los cambios globales en el primer caso y precisión en el segundo.

Para la determinación del nivel medio se dispone de la herramienta auxiliar de modelos matemáticos sobre la respuesta isostática de la corteza, que permiten determinar la variación relativa del nivel medio ocasionadas por deglaciación. Para poder utilizar estos modelos se debe estimar la cantidad de hielo para todas las cargas continentales que existían en el momento de la última glaciación. Como ejemplo para clarificar la magnitud de la influencia de estos fenómenos sobre el nivel medio citamos que el deshielo de capas de agua acumuladas sobre la isla de Baffin pudo haber ocasionado una elevación de 0.5 metros del nivel global del mar en los últimos seis o siete mil años [214].

Las magnitud y velocidad de las elevaciones del mar experimentadas durante estos periodos dependen de lo lejana o cercana que estuviera la zona de las regiones cubiertas de hielo. Así, en márgenes helados, el cambio de nivel relativo está caracterizado por una bajada rápida inicial durante la última etapa glaciación, seguida de un periodo de estabilidad relativa [323, 207]. Entonces tuvo lugar una subida de nivel y finalmente, una bajada más o menos uniforme hasta el nivel actual. En zonas intermedias, correspondientes a la periferia de los márgenes helados, que es donde estaría situada la Península Ibérica, la corteza tendió a hundirse la final de la glaciación, para compensar la elevación isostática que experimentó en las zonas cubiertas de

glaciares durante este periodo. El nivel medio de estas zonas se eleva incluso al finalizar la desglaciación, aunque a una velocidad menor. En zonas alejadas de las regiones cubiertas de hielo, las variaciones del nivel medio como consecuencia de la desglaciación son mayores que la glacio-isostasia o la hidro-isostasia y su subida sólo predomina durante el periodo de desglaciación. A menudo esta elevación del nivel del mar está seguida por un descenso debido al hundimiento isostático de la corteza por aumento del peso de las aguas oceánicas en el final del Holoceno.

El periodo entre las dos etapas de la desglaciación citadas anteriormente es potencialmente el origen de la mayor fluctuación del nivel del mar desde el último máximo glacial. Este suceso no sólo produjo una interrupción del deshielo de los glaciares, sino también un avance de los mismos. Como ejemplo, citamos los estudios realizados en Barbados, donde hace aproximadamente once mil años se interrumpió la subida del nivel, que se manifestó como una aceleración de la elevación de 8 a 25 mm/año hace 11 500 años y un descenso de 9 mm/año hace 10 500 años [214]. Posteriormente, las tasas de variación del nivel del mar se deceleraron considerablemente durante el periodo comprendido entre hace 10 000 y 6 000 años, lo que tuvo un importante impacto en el desarrollo de deltas y arrecifes de coral. Aunque durante la última etapa glacial existían deltas, la mayoría de las zonas de deltas empezaron a acumular sedimentos sistemáticamente sólo cuando el vertido fluvial superó la elevación del nivel del mar. Finalmente, como indicador de la magnitud de las variaciones del nivel medio del océano en los últimos veinte mil años, indicamos que los diversos estudios estiman que, en Europa, estaba situado unos 100 metros por debajo del actual.

2.5.2 Variaciones en una escala de tiempo histórica

La investigación de restos arqueológicos y el análisis de documentos históricos proporciona una información sumamente valiosa, aunque no siempre precisa, de la evolución del nivel del mar en una escala de tiempo histórica. De hecho, puesto que en la mayoría de los casos no existe información sobre la distancia al mar de los yacimientos en la época en la que se originaron, únicamente tendremos una evidencia utilizable cuando estos vestigios de civilizaciones pasadas se encuentran localizados en la línea de costa. Aún en este caso, las estructuras construidas en tierra firme y ahora parcial o totalmente sumergidas sólo proporcionan estimaciones mínimas

sobre variaciones de nivel, ya que no se conoce con exactitud su altura original sobre el nivel medio, aunque son indicadores de que se ha producido en la zona una variación, ya sea debida a un aumento de nivel o a un hundimiento de la corteza. Estas estructuras incluyen, entre otros, casas, templos, graneros, mosaicos, sumideros, canalizaciones, salinas, canteras, pinturas prehistóricas en cuevas submarinas o dólmenes, gradas, algunas construcciones portuarias o tanques de piscifactorías. Seguramente, es de estos últimos indicadores de donde se puede obtener información más precisa de variaciones del nivel medio [202].

Los documentos históricos proporcionan, generalmente, información mucho más útil que restos arqueológicos. Los periodos que cubren son variables; en los mejores casos se dispone información de hace 2000 o 3000 años, aunque en otros sólo de hace uno o dos siglos. Los datos históricos no corresponden con la idea de datos que tenemos ahora y muchas veces son sólo una cita sobre otro tema o una observación a partir de teorías y métodos de medida de la época, por lo que deben ser reinterpretados. Dentro de este tipo de datos hay que distinguir entre informaciones subjetivas (como efectos o medidas documentadas), válidas para el estudio, y subjetivas (impresiones), que generalmente no son válidos. A continuación citamos algunos ejemplos.

Existen evidencias de que en los tiempos de Plinio (23-79 d.C.) y en el siglo anterior se cultivaban las viñas y el olivo en zonas notablemente más al norte de lo que solía anteriormente, lo que concuerda con una tendencia de subida de las temperaturas, acompañada de una disminución de las precipitaciones, por lo que a esta época se la designa como “episodio cálido romano” [100]. La recuperación térmica se manifiesta como un lento ascenso del nivel del mar de aproximadamente un metro en tres siglos. Varios escritores romanos citaron tanques de piscifactorías, que fueron muy utilizados por familias ricas romanas (Varro, s. I a.C.), dieron detalles sobre su construcción y su relación con los niveles de la marea (Columella, s. I d.C.), y que estuvieron muy extendidos por el Mediterráneo, citándolos en sitios tan distantes como Narbona y Fenicia, o en el Mar Tirreno (Plinio el Viejo) [214]. Restos de muchas construcciones de este tipo, datadas entre el s. I a.C. y el s. I d.C., se han encontrado en todo el Mediterráneo, lo que ha permitido determinar, por ejemplo, que en el Tirreno el mar estaba, hace dos mil años, 0.5 metros por debajo del nivel actual y variando entre el 50 a.C. y el 150 d.C. a 0.75 mm/año.

A partir de las descripciones de escritores y geógrafos griegos y romanos ha sido posible estimar variaciones posteriores, especialmente cuando se citaban distancias. Pero muchas veces estos datos han tenido que ser corroborados con observaciones de campo, como en el caso de Marathon, debido a cambios geomorfológicos posteriores. Otro ejemplo se tiene en la descripción de varios terremotos y la destrucción causada, incluso con tsunamis, entre los siglos IV y VI d.C. en amplias zonas del Mediterráneo oriental [215]. Sin embargo, esto no siempre estuvo acompañado de descripciones de movimientos verticales de la corteza que pudieron tener lugar simultáneamente, por lo que hay que tener una gran cautela en la interpretación de estas evidencias históricas. Además, existen yacimientos griegos y romanos sumergidos en la zona, pero se desconoce en general la fecha de su inmersión. Una excepción son los restos parcialmente sumergidos del templo de Kenchrai, cuatro kilómetros al sur del Canal de Corintio, donde se han documentado la destrucción y subsidencia producidas hacia el 400 de nuestra era.

Un ejemplo muy interesante, también de Pirazzoli [214], sobre variaciones de nivel determinadas a partir de documentos históricos se tiene en Venecia, donde un dibujo del Puente Paglia del siglo XVI muestra que la parte superior del arco estaba a 2.76 metros sobre el nivel medio. Sin embargo, con medidas actuales esta altura es de 2.30 metros, por lo que el aumento relativo del nivel es de 0.46 metros.

La determinación del nivel medio del mar en Venecia es también posible, según ha mostrado D. Camuffo (D. Camuffo, comunicación personal) gracias al *Comune Marino \bar{C}* , que es el nombre dado a la parte superior del cinturón marrón verdoso dejado por las algas (*laminaria*) en las edificaciones situadas a las orillas de los canales (figura 2-9). Estas algas viven en zonas periódicamente regadas por las mareas y la banda coincide con el nivel alto medio de marea, que está situado aproximadamente 33 cm por encima del nivel medio del mar (*nmm*)

$$nmm = \bar{C} - 33 \text{ cm}$$

Este cinturón ya se encontraba presente desde tiempos remotos, como ha sido reflejado por distintos artistas, como Antonio del Canal, Canaletto. Este artista, al igual que numerosos discípulos suyos, empleaba instrumentos de proyección, como una cámara oscura, para realizar sus trabajos de la forma más fiel y rápida posible. Por tanto, si entre la fantasía presente en



Figura 2-9: Posición del *Comune Marino* \bar{C} .

sus cuadros y, encontrando la posición exacta desde donde fueron realizados, se establece el nivel del *Comune Marino*, es posible determinar el nivel medio en la época en la que fueron realizados dichos trabajos.

Un ejemplo más reciente de las variaciones históricas del nivel del mar se tiene en el fuerte construido durante la colonización española de la Isla de Parris, en California del Sur. Estas estructuras fueron edificadas a principios del siglo XVII, por supuesto en tierra firme, y actualmente se encuentran sumergidas bajo el nivel del mar [151].

Para periodos de tiempo menores los mapas antiguos, comparados con mapas modernos, fotografías aéreas o imágenes de satélites, pueden proporcionar información sobre retroceso o avance de la línea de costa. Sin embargo, debido a la poca precisión de los primeros, el nivel pasado apenas se puede determinar con estas pruebas.

Pero, sin duda, el Templo de Serapio en Nápoles es la edificación más conocida con registros históricos en su estructura (figura 2-10). El templo ocupa el centro de un cráter, entre la Solfatara y el Monte Nuovo, dentro de los Campos Flegreos. Debido a las perforaciones de moluscos litófagos que ocupan una ancha franja horizontal en sus columnas a 6 metros de la base y que demuestran un periodo de submersión, es citado como prueba de levantamientos y

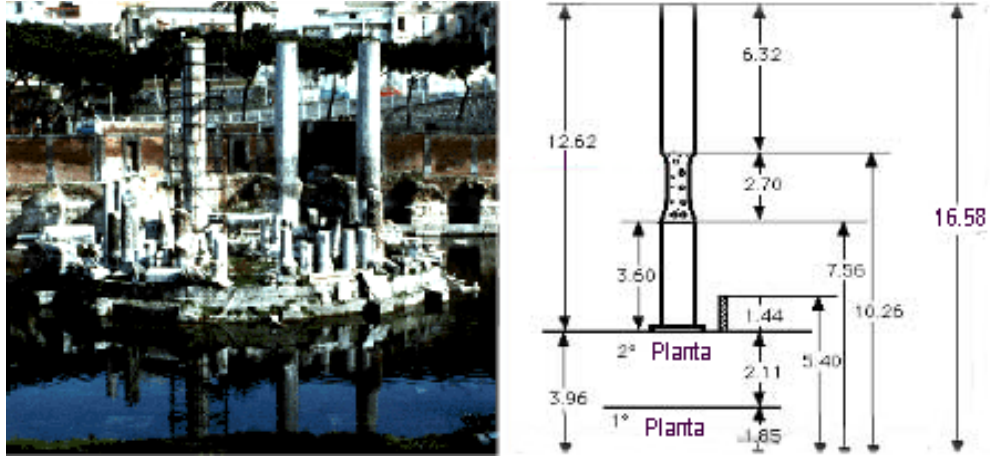


Figura 2-10: Templo de Serapio con los movimientos verticales reflejados en las columnas.

descensos repetidos del nivel relativo del nivel del mar [281]. En realidad, en este caso no se trata de subidas del nivel del mar, sino de movimientos verticales de la corteza. El templo fue construido en el siglo II a.C., momento a partir del cual experimentó una tasa de hundimiento de 10 mm/año [214]. Así estuvo hasta que la subsidencia alcanzó un máximo de 12 metros en el siglo X d.C. Sin embargo, la tendencia del hundimiento fue interrumpida cada vez que había un flujo de lava en la zona de la cámara magmática. Una de estas intrusiones tuvo lugar en la Edad Media, donde se produjo un levantamiento de 7 metros. Hacia mediados del siglo XIII y principios del XIV hay testimonios de movimientos de subida del nivel del mar en la zona. En 1538 se produjo una erupción volcánica del Monte Nuovo; Dvorak y Berrino [76] citan el testimonio dado por testigos oculares de un retroceso de la línea de costa de unos 200 metros durante los dos días anteriores a la erupción volcánica de 1538. Aproximadamente desde 1569 hasta entrado el s. XVIII el templo estuvo enterrado; en 1750 se procedió a su escombra, no por motivos arqueológicos, sino con el fin de utilizar el mármol con que estaba construido para ornato de edificaciones de la época. A finales del siglo XIX el templo se encontraba sobre el nivel del mar [281]; en la década de 1960 el templo empezó de nuevo a hundirse. Dos breves periodos de levantamiento rápido tuvieron lugar de 1970 a 1973 y de 1983 a 1984, afortunadamente sin erupciones por las graves consecuencias que hubiera tenido para la población que habita la zona. En esta época ya se pudieron efectuar observaciones geodésicas que dieron una magnitud a los

movimientos verticales de la corteza: entre 1968 y 1971 que mostraron un levantamiento de la corteza máximo de 1.485 metros en este periodo [76] y entre 168 y 1984 de 3.2 metros [22].

2.5.3 Variaciones recientes del nivel del mar. Bases de datos globales

Aunque desde tiempos remotos se ha medido el nivel del mar mediante técnicas incipientes, como varas regladas, no es hasta el siglo XVIII cuando se dispone de las primeras series de observación mareográficas. Este será el punto a partir del cual se empiezan a realizar estudios con observaciones de la altura de la superficie libre del océano. Al respecto, nos gustaría distinguir entre estudios locales de variaciones del nivel medio del océano y estudios globales. Los primeros son de carácter relativo, mientras que los segundos requieren el tratamiento conjunto de series de observación localizadas en distintos puntos del planeta. Recientemente, este tema a pasado a la opinión pública mundial, al ser una subida a escala planetaria del nivel medio un posible indicador del cambio climático y causa de una hipotética desaparición de gran número de núcleos urbanos situados en zonas próximas a la costa. Es debido a las importantes consecuencias de las variaciones del nivel del mar por lo que existe un gran número de estudios dedicados a obtener una única estimación de la “subida” o “bajada” del nivel medio del mar.

El nivel medio global NMG , dependiente del tiempo, se puede representar como la integral de las curvas de variabilidad local, que representan la tendencia del nivel medio en un punto del océano de coordenadas (ϕ, λ) , dividida entre el área total de los océanos $O(t)$,

$$NMG(t) = \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} T_l(\phi, \lambda, t) ds$$

Sin embargo, existen dos factores que impiden este cálculo. Primero, los datos mareográficos no cubren una superficie significativa del océano. Y por otro, los datos altimétricos, que no presentan este problema, no tienen una extensión temporal suficientemente grande para posibilitar el cálculo de la tendencia. Además, utilizando los datos de ambos tipos hay que eliminar efectos con correcciones que actualmente no están disponibles, como son por movimientos verticales de la corteza (tanto respecto a una referencia ligada a la corteza como respecto al geocentro) o variaciones de la masa global del océano.

El principal problema que se plantea cuando se quiere realizar un estudio de las variaciones

del nivel medio, en cualquier escala espacial, es la disponibilidad de datos, de sus características y calidad. En gran medida, la calidad y precisión obtenida en los distintos trabajos depende de las observaciones en que se basan, por lo que creemos interesante realizar una breve exposición de las bases de datos globales más importantes. Es imprescindible conocer cuándo y dónde fueron obtenidos (intervalo temporal que comprenden y distribución espacial), qué tipo de instrumento las obtuvo (indicadores geológicos o históricos, mareógrafo costero o pelágico, altímetro), que características presenta respecto a la toma de datos (respecto a que sistema de referencia se tomaron los datos, en caso de mareógrafos si está compensado de presión, etc), si se dispone de otras series de observación (parámetros meteorológicos o enlace con redes geodésicas, por ejemplo), la calidad de los datos y periodo de discretización (lecturas horarias, medias diarias, mensuales o anuales). Son éstos factores los que van a condicionar de forma importante el estudio, tanto en el tipo de determinación que se puede realizar como en la calidad y precisión de los resultados.

El Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), fundado en 1933, es el organismo internacional responsable de la recogida y almacenamiento, publicación, análisis e interpretación de datos de nivel del mar obtenidos de la red mundial de mareógrafos [275]. Depende de la Federación de Servicios de Análisis de Datos Astronómicos y Geofísicos (FAGS), de la Comisión Intergubernamental Oceanográfica (IOC) y del Consejo de Investigación del Medio Ambiente del Reino Unido. En Julio de 1999 su base de datos constaba un total de más de 46000 años de observación de medias mensuales y anuales obtenidas en más de 1800 estaciones distribuidas por todo el mundo, principalmente en el hemisferio norte (figura 2-11). Esta base de datos es de acceso público y los datos, así como gran parte de la información necesaria para la realización de estudios del nivel medio, pueden ser consultados y obtenidos en formato digital, de forma gratuita, a través de las páginas Web de este organismo (<http://www.nbi.ac.uk/psmsl/>), o pueden ser recibidos en soporte digital en un CD-ROM, si así se solicita.

El PSMSL recibe valores medios mensuales y anuales de casi 200 autoridades nacionales, responsables de las observaciones mareográficas en cada país o región. Los datos suministrados por los organismos competentes entran a formar parte, directamente, de la base de datos brutos de la estación correspondiente, llamada METRIC. Además, los datos facilitados por los organismos nacionales deben estar referidos al mismo datum durante un año natural, aunque no

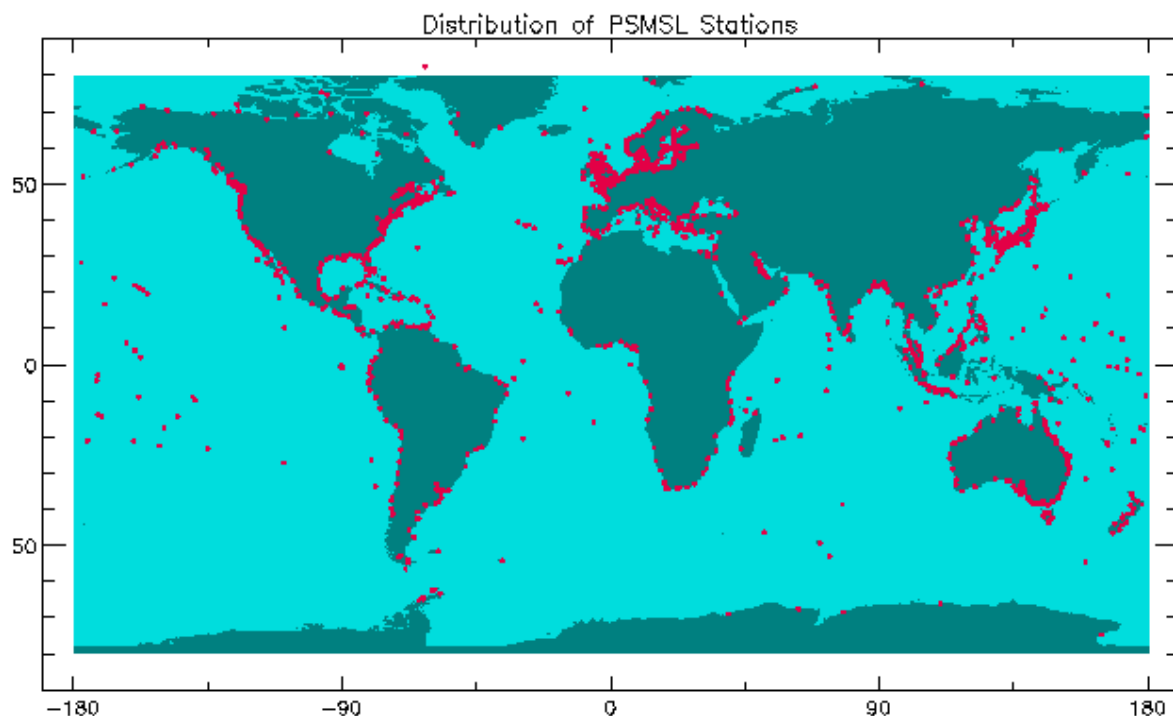


Figura 2-11: Estaciones que forman parte de la base de datos del PSMSL (Fuente: PSMSL).

se requiere continuidad respecto al datum en distintos años. Pero para posibilitar el enlace de las distintas estaciones es necesario reducir las observaciones a un datum común, lo que realiza el PSMSL a partir de la historia proporcionada en cada estación, guardando los resultados en la base de datos RLR (Revised Local Reference), ya citada anteriormente. Actualmente, dos tercios de las estaciones de la base de datos global tiene sus datos ajustados de esta forma. El datum RLR se define como aproximadamente 7000 milímetros por debajo de nivel medio, siendo esta elección realizada de forma arbitraria en orden a evitar valores negativos en los valores medios mensuales y anuales. Las relaciones entre el datum RLR, altura del clavo del mareógrafo, cero del mareógrafo y otras superficies de referencia son proporcionadas por el PSMSL si se solicita. La distribución geográfica de los mareógrafos que forman parte de RLR (figura 2-12, estaciones con más de 40 años de observaciones) muestra que la mayor parte de estas estaciones están situadas en el hemisferio norte.

Por otra parte, el PSMSL recopila información también de series temporales auxiliares que

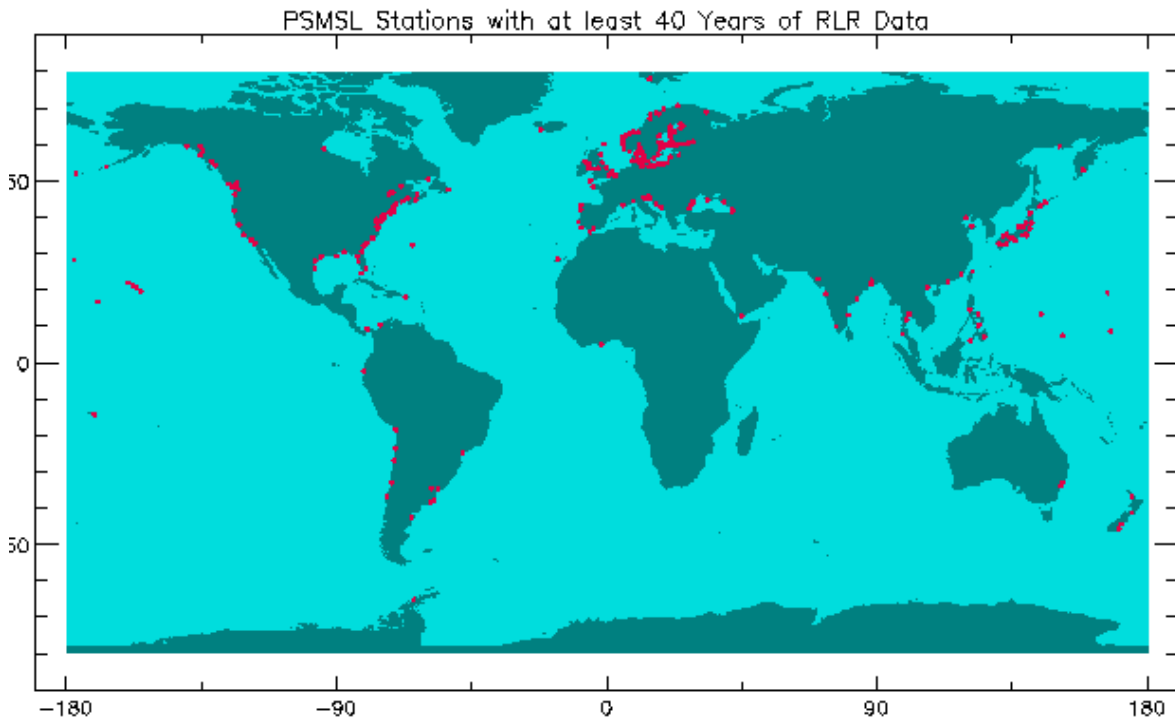


Figura 2-12: Estaciones con más de 40 años de observación que forman parte de la base de datos RLR (Fuente: PSMSL).

no fueron incluidas en los catálogos anteriores por motivos de calidad de los datos (constan de pocos meses de observaciones, no se tiene la certeza de que no se haya movido el cero del sensor o sin medias mensuales disponibles) o por no estar cedidas por las autoridades nacionales, sino a través de la literatura científica [276]. Además, el PSMSL pone a disposición de la comunidad científica observaciones de otros parámetros que pueden resultar de utilidad para los estudios del nivel del mar, como son la amplitud y fase de las ondas S_a y S_{sa} para el estudio del ciclo estacional del nivel medio (<http://www.pol.ac.uk/psmsl/datainfo/seasonal.msl.html>), movimientos verticales de la corteza en estaciones mareográficas, o las constantes armónicas en estaciones pelágicas de la IAPSO (<http://www.pol.ac.uk/psmsl/pub/pelagic.dat>). Así mismo, proporciona información sobre los organismos en los que se pueden obtener observaciones de otros parámetros necesarias para el estudio del nivel del mar. Dentro de este mismo marco, la Comisión del Nivel Medio del Mar y Mareas de la IAPSO estableció en 1999 como subactividad

del PSMSL dedicada al estudio de la circulación oceánica y las mareas, el GLOUP (Global Undersea Pressure).

La anterior distribución irregular de los mareógrafos se está rectificando lentamente con el establecimiento de la red global GLOSS, dentro del programa internacional Global Sea Level Observing System, implementado en 1990 y coordinado por la Comisión Oceanográfica Internacional (IOC). El principal objetivo de este programa es el establecimiento de redes globales y regionales de nivel del mar de alta calidad [143]. Es conocido como GLOSS porque proporciona datos para la obtención del “Global Level of the Sea Surface”, nivel global de la superficie del océano. Consta de varias componentes, siendo la principal denominada GCN (“Global Core Network”, Red Global Principal), que consiste en 287 estaciones de nivel situadas en todo el globo y diseñada para proporcionar registros regularmente distribuidos en los océanos de variaciones de nivel costeras. Una segunda componente es LTT (“Long Term Trends”), conjunto de mareógrafos para la detección de tendencias de largo plazo, emplazamientos prioritarios a la hora de instalar receptores GPS para el estudio de movimientos verticales de la corteza. La componente de calibración altimétrica ALT, consiste mayormente en estaciones en islas, posibilitando las intercalibraciones y la componente de circulación oceánica (OC) incluye pares de estaciones en estrechos y zonas polares, complementando la cobertura altimétrica en el océano abierto apoyándose en otros programas, como el WOCE (World Ocean Circulation Experiment) o el CLIVAR (Climate Variability and Predictability). La situación de la base de datos de este programa en octubre de 1999 puede observarse en la figura 2-13.

Las observaciones son clasificadas en 4 categorías: estaciones operativas de las que los últimos datos son de 1994 o posteriores (Categoría 1), estaciones posiblemente operativas de las que los últimos datos son de 1984 a 1993 (Categoría 2), estaciones “históricas” de las que los últimos datos disponibles son de antes de 1984 (Categoría 3) y estaciones de las que no existen datos del PSMSL (Categoría 4). Las medias mensuales y anuales obtenidas en todas estas estaciones se pueden obtener en Internet, en formato digital y de forma gratuita, junto con información complementaria, en la dirección <http://www.bodc.ac.uk/services/glosshb/glosshb.html>.

Para el estudio de variaciones regionales no globales existen simultáneamente otros organismos internacionales cuya finalidad son los estudios regionales. Destacamos el EOSS (European Sealevel Observing System), financiado por la Unión Europea, cuyo principal objetivo

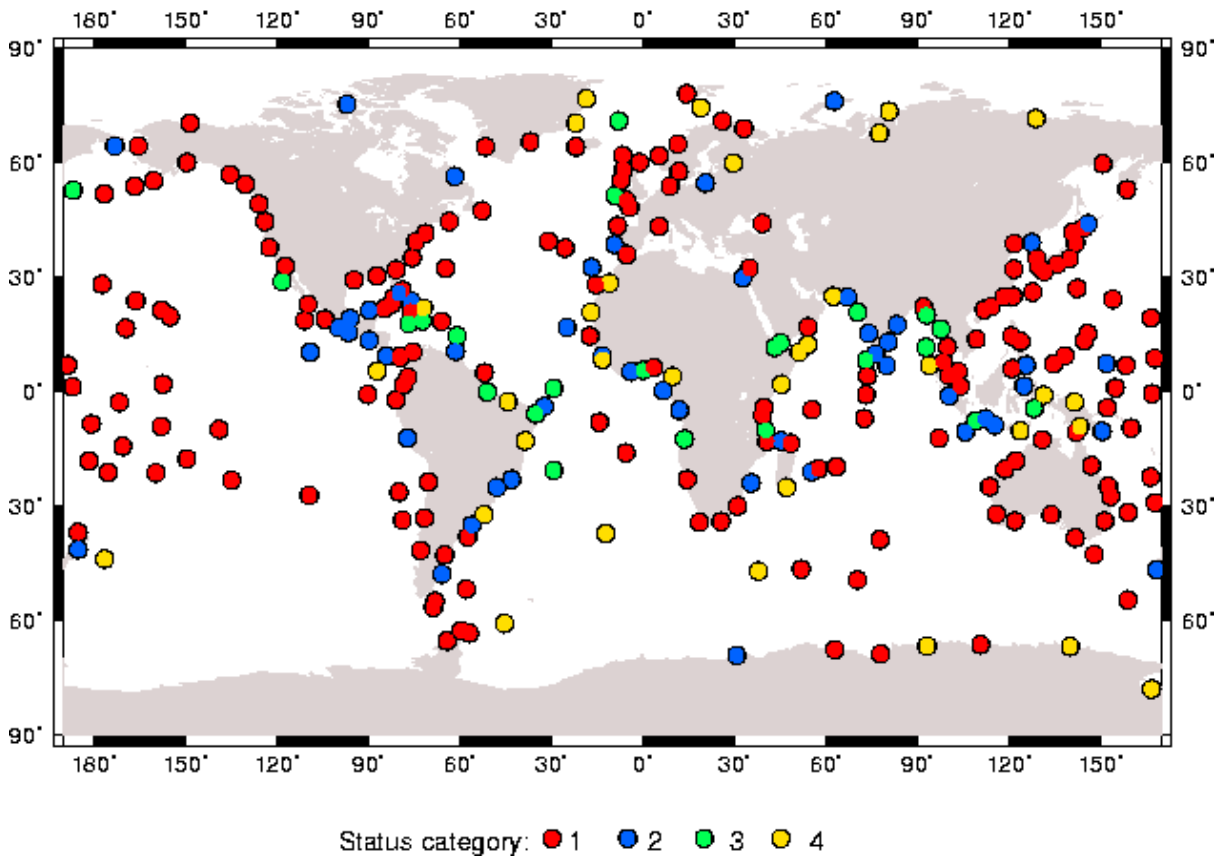


Figura 2-13: Estaciones que forman parte de la base de datos del programa GLOSS (Fuente: PSMSL).

es coordinar las actividades a largo plazo de seguimiento e intercambio de datos a lo largo de toda la costa europea. Intenta, respecto a aspectos tecnológicos, optimizar las redes de mareógrafos, implementar un enlace geodésico en todos los vértices relevantes y establecer una red de estudio del nivel del mar regional [176]. Sus principales objetivos de gestión e investigación son la obtención de datos para modelos espaciales detallados de variaciones del nivel del mar, mejora de la capacidad de modelización de las mareas, obtención de datos para un mejor entendimiento de las contribuciones climatológicas frente a una subida de nivel del mar y mejora de la predicción de inundaciones por intercambio a tiempo real de datos mareográficos. Este organismo está dividido en cinco secciones: Sistemas de Referencia de Altura y Enlace de Mareógrafos (con observaciones GPS en distintas estaciones disponibles en la dirección de In-

ternet <http://www.pol.ac.uk/psmsl/eoss/wp1/wp1.html>), Determinación del Nivel Medio del Mar, Topografía de la Superficie del Océano, Modelos de Marea y Predicción de Tempestades Marinas y Almacenamiento e Intercambio de Datos.

Por la relevancia para nuestro país, destacamos el sistema MedGLOSS, desarrollado a partir de 1996 [248] por la IOC y la Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Mediterranee (CIESM). Su principal objetivo es el establecimiento de redes de seguimiento de variaciones a largo plazo del nivel del océano en los mares Mediterráneo y Negro. Está siendo desarrollado aplicando los requerimientos y metodología del GLOSS, para la obtención de datos de alta calidad. Dentro de esta red de estaciones mareográficas figuran Alicante, Ceuta y Palma de Mallorca.

En España el organismo público encargado de las coordinación de los 47 Puertos que componen el sistema portuario español es Puertos del Estado. Dentro de este ente, el Departamento de Clima Marítimo se encarga de la gestión de la información procedente de las redes de medida de Puertos del Estado: nivel del mar, oleaje escalar y direccional, corrientes, temperatura y salinidad. Pero para estudios del nivel del mar, aunque necesarios todos los parámetros anteriores, lo más importante son las series de observación mareográfica. Con este objetivo, la antigua Dirección General de Puertos creó una red permanente de medida del nivel del océano en 1989, situando equipos en 14 puertos de la Península Ibérica y Canarias. El Puerto del Musel, en Gijón, está entre estos puertos, pero señalamos que el sensor que actualmente está en funcionamiento fue instalado en 1995 y que su emplazamiento está en el pantalán de las dársenas interiores, del lado opuesto al que da el muelle del Rendiello. Esta estación está en las dársenas opuestas a una de las estaciones empleadas en este trabajo y no coincide con ninguna de otras estaciones. Otros organismos oficiales encargados de la instalación de equipos mareográficos y de su mantenimiento son el Instituto Español de Oceanografía (IEO), el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y el Instituto Geográfico Nacional (IGN).

El enlace geodésico respecto a un sistema de referencia terrestre absoluto de los puntos de referencia de los mareógrafos es un aspecto fundamental para una monitorización global del nivel del mar. Diversas técnicas geodésicas pueden ser de gran importancia para este tema, como el GPS, VLBI o SLR, así como el enlace con redes anteriormente en funcionamiento, como las estaciones primarias del IERS. Esta necesidad surge de las discrepancias en las variaciones

del nivel medio obtenidas en los distintos estudios globales realizados, que pueden estar en gran medida debidas a movimientos verticales de la corteza [38]. Nos gustaría destacar el papel que desempeñan actualmente las observaciones GPS en los estudios del nivel medio del océano, con dos finalidades principales: la separación de variaciones de nivel y movimientos de la corteza, y las calibraciones altimétricas a partir de observaciones mareográficas [24, 179]. Con este objetivo, resulta importante el establecimiento de estaciones continuas de GPS (CGPS) en emplazamientos cercanos a los mareógrafos. Además, las observaciones GPS son también utilizadas para la obtención de las coordenadas geocéntricas de las estaciones mareográficas y sus clavos, lo que proporciona información importante para el enlace de distintas estaciones.

Las limitaciones de los datos utilizados suponen un problema para la obtención de una tendencia global del nivel del océano. A este respecto, señalamos que la base de datos del PSMSL es la utilizada más ampliamente para la determinación de variaciones a partir de una referencia sobre la superficie terrestre. Pero estos datos presentan varios problemas. Los primeros registros mareográficos datan del siglo XVIII, pero su número es muy reducido; sólo desde hace aproximadamente cien años existe un número suficiente de registros para poder aportar algún tipo de información sobre el nivel global del océano. En segundo lugar, al estar medidas generalmente las variaciones respecto a una referencia ligada a la corteza, existen fenómenos locales que afectan las observaciones, como movimientos verticales, variaciones del campo gravítico terrestre o variaciones de las condiciones hidrodinámicas en las cercanías de la estación. Un tercer problema es la existencia de un número de variaciones a larga escala que afectan los niveles costeros consecuencia de diversos fenómenos, como viento o presión atmosférica. Por otra parte, si fuera posible el conocimiento de la magnitud de variación originada por cada una de las distintas fuentes, sería posible establecer un factor de corrección para cada estación, lo que posibilitaría relacionar directamente la variación local y la global. Esto no es posible actualmente. Sin embargo, sí que puede resultar posible estimar estos términos correctivos a partir de la comparación de las discrepancias entre distintas estaciones situadas en diferentes regiones de la Tierra. Respecto a este tema, Barnett señaló en 1983 [17] algunos criterios que consideró que deberían verificar las estaciones (dentro de lo posible) para que los datos en ellos obtenidas pudieran ser utilizados en estudios globales del nivel medio. Estos criterios son: medidas continuas de alta calidad que no muestren desplazamientos repentinos signo de

movimientos en la estación, localización de la estación alejada de zonas de movimientos tectónicos fuertes, estaciones no afectadas por procesos físicos espurios (como intrusiones de agua no salada) y densidad espacial de las estaciones proporcional a las áreas relativas de los respectivos océanos. En su trabajo presentado en 2001, Douglas considera que condiciones necesarias para que los mareógrafos puedan ser utilizados para determinar el nivel medio del mar a lo largo del siglo XX son: 60-70 años de registro, observaciones libres de movimientos verticales debidos a tectónica de placas y corregidas adecuadamente del ajuste isostático glacial, tendencias insensibles a pequeños cambios en su longitud de registro y capacidad de poder editar y modificar las observaciones de manera justificada a partir de consideraciones oceanográficas [72].

Actualmente está aceptado que las series de corta longitud (inferior a algunas décadas) no son útiles para determinar la tendencia global del nivel del mar, debido a la existencia de fluctuaciones interanuales regionales, causadas principalmente por cambios en los patrones climáticos o de circulación oceánica, que pueden determinar tendencias de diferente signo dependiendo del intervalo elegido. Esto fue mostrado por Pugh [234] eligiendo intervalos de 10 años de longitud. A este respecto no existe una unicidad de criterio de los diversos autores. Según Warrick y Oerlemans [326] a partir de 15-20 años de observaciones se pueden determinar tendencias precisas. Gornitz *et al.* [112] utilizaron estaciones con más de 20 años de observaciones para realizar un estudio de las variaciones del nivel del mar en el siglo XIX. Para determinar una tendencia secular en el Mediterráneo con una desviación típica de 0.5 mm/año, son necesarios 30 años de observaciones, según Tsimplis y Spencer [296]. Para determinaciones de las variaciones de nivel en el Mediterráneo con un error menor de 0.5 mm/año Baker *et al.* [16] consideran necesarios registros de al menos 40 años. Esta longitud menor puede deberse a que se trata de estudios locales en una región donde no se producen grandes perturbaciones del nivel. Pirazzoli [213, 214] establece una longitud mínima de 50 años, mínima utilizada también por Tushingham y Peltier [298]. Estudios posteriores introducen refinamientos en la selección de las estaciones válidas para el estudio. Por ejemplo, Douglas utiliza sólo series de más de 60 años útiles de observaciones sobre un total de 70 años [69], aunque señala que 80 años pueden no ser suficiente para determinar de forma precisa el nivel medio en algunos casos especiales, a menos que anomalías identificables puedan ser eliminadas de la tendencia [72]. Pero si se buscan estaciones con gran número de años de observaciones, existen zonas, como África y la

Antártida, que quedan fuera de las observaciones, por lo que algunos autores toman 30 años de observaciones como mínimo [118].

Durante los últimos años, gran parte de los estudios sobre nivel medio del océano han sido realizados a partir de observaciones altimétricas, principalmente obtenidas con los satélites ERS-1, ERS-2 y TOPEX-POSEIDON (T/P), por aportar precisión mayor que las misiones anteriores como Seasat o Geosat. Sin embargo, la longitud de las series de observación disponibles es muy limitada, ya que se dispone de observaciones de este tipo desde 1991 de la misión ERS-1, desde 1995 de ERS-2 y desde agosto de 1992 de T/P. Problemas asociados son el descubrimiento de errores en los programas que procesan los datos (T/P) y la deriva que parecen sufrir los altímetros. Esta deriva está siendo contrastada y corregida con las medidas de mareógrafos y supone, en el caso del T/P, -2.3 ± 1.3 mm/año [189]. La correcta calibración del altímetro es una cuestión que no está totalmente resuelta y que está experimentando y presumiblemente experimentará un importante avance en los próximos años con la instalación de estaciones continuas de GPS cerca de estaciones mareográficas distribuidas por toda la Tierra [24, 179]. Señalamos que las variaciones de nivel en medidas altimétricas están referidas al centro de masas de la Tierra, por lo que hay que efectuar correcciones por desplazamiento radial de los puntos de la superficie. Aquí habría que tener en cuenta las variaciones rotacionales. Según Peltier [206], a partir del modelo ICE-4G de deformaciones de la corteza desarrollado por él mismo, las variaciones de nivel respecto a la superficie y respecto al centro de masas están anticorreladas, lo que es lógico desde la interpretación física de este fenómeno como consecuencia del hundimiento por carga del fondo oceánico. Esto muestra que las observaciones altimétricas de la superficie del océano están influidas también por el ajuste isostático a las variaciones de la masa del océano; si bien en algunas zonas el valor estimado de este fenómeno puede ser despreciable (del orden de 0.08 mm/año, según Peltier, en el trabajo anterior), en otras puede ser localmente significativo.

Para la determinación de las variaciones del nivel medio global a partir de observaciones mareográficas, con medias mensuales y anuales, se han venido empleando distintos métodos: promedio lineal de las estaciones dentro de regiones arbitrarias [112], estaciones aisladas y ampliamente espaciadas [91], estimación de la correlación entre los valores de distintas estaciones y efectuar los promedios con pesos [18], y ya más recientemente, se efectúa la corrección de

los datos por distintos efectos [69, 118, 10, 347, 220, 178]. Los datos utilizado para realizar los estudios proceden de las misma bases de datos, que es la del PSMSL. Pero básicamente, las diferencias entre los distintos estudios residen en tres factores: el criterio seguido para la elección de las estaciones en las que se basa el estudio, entre otros la longitud de la serie o su situación en zona tectónicamente no activa; correcciones aplicadas y metodología utilizada para la determinación del nivel medio (medias con pesos, regresión lineal a partir de medias regionales, ...). Como consecuencia de esto, los resultados obtenidos presentan diferencias significativas; como ejemplo, a partir de las observaciones del PSMSL, los resultados pueden diferir entre 0 y 3 mm por año [118]. Citaremos algunos de los más importantes.

Fairbridge y Krebs en 1962 [91] obtuvieron una curva promedio del nivel medio anual mundial para el periodo de tiempo comprendido entre 1860 y 1960 a partir de una selección de registros mareográficos obtenidos en todo el planeta. En esta selección se eliminaron datos de regiones tectónicamente no estables y registros anómalos de forma evidente. La curva obtenida muestra variaciones con un periodo de 2 a 3 años, que parece coincidir en periodo y en extremos con la perturbación atmosférica Oscilación Sur, de periodo unos 30 meses. Esta curva se suavizó posteriormente con promedios cada 5 años para obtener lo que los autores interpretaron como una curva residual que se ajustaba a las variaciones eustáticas mundiales. En este artículo analizan, así mismo, la relación entre variaciones de largo periodo del nivel medio mundial asociadas a variaciones de presión y distintos fenómenos relacionados con los ciclos de actividad solar y la Oscilación del Atlántico Norte, aunque señalan que la Oscilación Sur es predominante.

En España F. Fernández de Castillejo obtiene en 1967 niveles medios en cuatro puertos del sur de la Península, que no fueron enlazados para la obtención de un modelo regional [97]. Las perturbaciones de alta frecuencia fueron eliminadas por un método de interpolación gráfica. La metodología empleada para la obtención del nivel medio en este trabajo se basa en la eliminación de la marea partir de medias diarias con distintos pesos, aplicando el filtro de Doodson. Se ha realizado, así mismo, un breve estudio de los filtros numéricos que fueron empleados en el cálculo de los niveles medios. Posteriormente son eliminados la acción de las variaciones de presión atmosférica sobre la superficie del océano a través de una correlación uniparamétrica basada en las frecuencias, también a partir de medias diarias de los valores de presión obtenidos cada 6 horas y se presenta, de forma breve, el efecto del viento sobre el nivel

del mar. Finalmente, la eliminación de los dos primeros efectos perturbadores se lleva a cabo en las observaciones obtenidas en los puertos de Málaga, Algeciras, Tarifa y Cádiz durante los años 1962 y 1963. Es de señalar que aunque el autor de este trabajo ha observado que el factor de regresión depende de la banda en la que se realice la correlación, el efecto barométrico inverso ha sido eliminado a partir de un único factor para cada estación. Además, la utilización de medias diarias para realizar la correlación hace que esta no se realice de forma precisa, sobre todo teniendo que cuenta que los valores de presión han sido tomados cada 6 horas y no se ha eliminado la marea atmosférica. En el trabajo presentado por este mismo autor en 1973 se justifica que el valor del nivel medio, aquí nombrado S_0 (que no debe confundirse la componente de marea S_0), calculado a partir de la media mensual, no sea preciso [98]. Para aumentar la precisión, toma una serie de 26 años de lecturas horarias obtenidas en el puerto de La Coruña y calcula las medias anuales y mensuales y, a partir de éstas, la media de todo el periodo. Finalmente, en este trabajo las componentes de largo periodo S_a y S_{sa} son eliminadas por un método de eliminación lineal desarrollado en el Tidal Institute de Liverpool.

Debido a la antigüedad de las series de observación, es posible el estudio y la determinación de las variaciones globales de nivel medio en el siglo XIX. Gornitz *et al.* [112], en su trabajo presentado en 1981 seleccionaron un total de 193 estaciones a partir de más de 700, verificando no estar en una zona tectónicamente activa y tener un registro de longitud mayor de 20 años de observación. Estas estaciones fueron divididas en 14 zonas a partir de proximidad geográfica y comportamiento isostático o tectónico similar. Los registros se redujeron a una referencia común, y se promediaron las observaciones de una zona para obtener una curva de nivel medio en cada región. La tendencia del nivel del mar se obtuvo por regresión lineal. Se intentó eliminar un término de largo periodo con el objetivo de obtener una tendencia lineal en el intervalo temporal considerado, para determinar las fluctuaciones de corto plazo, que proporcionarían el cambio climático que tuvo lugar en el siglo XIX. Esta eliminación se efectúa a través de los resultados obtenidos con el análisis del isótopo de Carbono 14. El resultado final fue de 10 cm en el siglo, o 1 mm/año. Estos autores intentan estudiar la correlación entre variaciones de temperatura y variación de nivel del océano, pero concluyen que la poca longitud de los registros no permite extrapolar los resultados.

Barnett presentó en 1983 un trabajo donde, a partir de un número reducido de estaciones

obtiene niveles medio mundiales en los periodos 1903-1969 y 1930-1975 con valores de 1.5 ± 0.15 cm/año y 1.7 ± 0.22 cm/año [17]. La metodología matemática utilizada se basa en el uso de lecturas del nivel del mar tipificadas (es decir, con media cero y varianza uno) y determinado posteriormente la matriz de correlación y sus autovalores. Las causas que atribuye a las variaciones son calentamiento global (calentamiento del océano, variaciones en la longitud del día, en la posición del polo), subsidencia, retracción glacial y variaciones de la circulación oceánica. En 1984, este autor presentó un nuevo trabajo que supuso un antes y un después en los estudios sobre el nivel medio [18]. En él, pone de manifiesto la disparidad de los resultados obtenidos al aplicar distintos métodos para la obtención de las variaciones del nivel medio del océano. Considera dos aspectos: la distribución geográfica y elección de los datos en que se basan los estudios globales del nivel medio y los distintos métodos utilizados para este fin. A partir del estudio anterior, cuestiona que el problema de la determinación del nivel medio esté bien planteado, habiendo un gran número de métodos igualmente válidos de promediar los niveles medios para obtener una variación global, pudiendo las distintas metodologías presentar diferencias de hasta un 50%. Estos resultados ponen de manifiesto la influencia del emplazamiento de la estación sobre los resultados obtenidos. Las diferencias, según este autor, se deben a la inadecuación de la base de datos, desplazamientos temporales/espaciales de los mismos, representatividad de las regiones y de los métodos (o de su falta) de normalización. Sin embargo, señala que la mayoría de los estudios detectan variaciones a lo largo de las costas de todo el mundo y que la tendencia predominante es de aumento lineal durante el periodo 1930-1980. A pesar de dudar de un buen planteamiento del problema de la determinación de las variaciones globales del nivel del mar, desarrolla un método basado en la correlación entre las distintas estaciones, dividiendo previamente el banco de datos en regiones. A partir de la correlación obtenida, se determinan pesos en cada estación que permiten aplicar un factor correctivo para la determinación del nivel medio global. Concluye con la imposibilidad de la predicción de las variaciones del nivel medio, ya que resulta necesario anteriormente un modelo teórico del que no se dispone debido a la longitud de las series de observación disponibles, debido a que las bandas de baja frecuencia del espectro del nivel medio son las que dominan actualmente los resultados obtenidos y las predicciones realizadas.

Ninguno de los estudios anteriores intenta separar componentes tectónicas, oceanográficas

y eustáticas, problema tratado por Aubrey y Emery [10] en 1990 sobre la base de observaciones mareográficas obtenidas en Japón durante más de 50 años. Los estudios sobre variaciones relativas regionales, aunque no proporcionan una tasa de variación global del nivel del mar, resultan de gran interés para estudiar las características particulares de la zona y obtener conclusiones de las variaciones que en ella se producen. Y es que las variaciones observadas del nivel medio dependen fuertemente de dónde se estudien, como señaló Barnett. Utilizando una metodología similar a la empleada por Barnett y análisis de regresión, Aubrey y Emery intentan separar distintas causas de variaciones relativas, mostrando estas diferencias espaciales sistemáticas considerables. Sin embargo, los datos resultaron insuficientes para separar efectos tectónicos y eustáticos, aunque periodos superiores a 50 años pueden ser derivados de subducción entre placas. Periodos de 2, 6 y 12 años están correlacionados con diversos factores oceanográficos como El Niño. Estos autores concluyen que respecto a variaciones relativas no existen en Japón mareógrafos (uno aislado o un grupo de ellos) que puedan ser seleccionados para evidenciar variaciones eustáticas presentes o pasadas, dada la actividad de la zona.

En estudios posteriores acerca del cambio global se introducen nuevas correcciones. Así, en 1991, Douglas [69] corrige las observaciones medias del efecto causado por levantamiento postglacial con el modelo ICE-G3 de Tushingham y Peltier [298]. Para series de observación de más de 50 años representan en un histograma el número de estaciones con cada tendencia; el resultado es una gráfica con una distribución no normal. Sin embargo, si se elimina el levantamiento postglacial según el modelo anterior, el resultado sí que se ajusta a una curva normal, lo que pone de manifiesto la necesidad de eliminar de los registros las variaciones de largo periodo. Además, este autor determina los valores de nivel del mar con un filtro media móvil a los datos mensuales para obtener sólo las variaciones de baja frecuencia, ya que considera que oscilaciones estacionales y anuales oscurecen las variaciones de mayor periodo al tener amplitud considerable. Finalmente, realiza un estudio regional, no considerando estaciones con peculiaridades particulares y determinado la tendencia para el periodo 1930-1980 en cada región considerada: costa este de Norte América (dividida posteriormente en dos subzonas para evitar el efecto de variaciones decenales), sur de California, noroeste de América, subcontinente indio, Europa del Norte, Japón y Australia. La tendencia global es obtenida a partir de una media sin pesos de las tendencias regionales y tiene un valor de $1.8 \text{ mm/año} \pm 0.1$

para el periodo 1880-1980. Un estudio semejante al anterior fue repetido por el mismo autor en 1997 [70]. En este caso se eliminaron inconsistencias respecto al levantamiento postglacial de algunas estaciones de la costa este de Estados Unidos, por lo que se amplía la base de datos. Así mismo, se incluyen en este estudio nuevas series disponibles que corresponden a estaciones situadas principalmente en el hemisferio sur. Siguiendo un procedimiento similar, obtiene la misma tendencia del nivel medio desde 1880. Sin embargo, en este trabajo el autor obtiene, con un número menor de estaciones, con mínima longitud de registro de 70 años y con promedio 91, una tasa de elevación ligeramente superior, $1.9 \text{ mm/año} \pm 0.1$. Estos resultados muestran de nuevo la sensibilidad del resultado al método y a las observaciones empleados.

Gröger y Plag [118] estudian, en 1993, la influencia de la distribución temporal y espacial de los datos sobre las determinaciones obtenidas y la existencia de variaciones temporales regionalmente coherentes en la tendencia del nivel. Señalan que si, para la obtención del nivel medio global, los datos de mareógrafos son corregidos a partir de datos geológicos, éstos últimos no se conocen con suficiente precisión, por lo que se puede introducir un cierto error. Para evitar la influencia de valores excepcionalmente grandes en la tendencia que estén más probablemente afectados por procesos locales, han utilizado la mediana en lugar de la media. Y, estudiando los valores promedio y de la mediana en bandas de latitud, muestran su distribución regional, probablemente debida a reajuste isostático por levantamiento postglacial. Por otro lado, si la corrección se efectúa a través de un modelo geofísico, las limitaciones de éste influyen considerablemente en el resultado obtenido. Así mismo, muestran la existencia de intervalos probablemente erróneos en algunas series, detectados al comparar resultados obtenidos en estaciones cercanas. Además, aunque se poseen datos de un gran número de estaciones, no existe un número considerable de observaciones simultáneas y considerando únicamente estaciones con observaciones de este tipo, la distribución espacial no es ya uniforme. Aún así, concluyen que aunque la naturaleza física de las variaciones a largo plazo del nivel medio relativo, que no son uniformes globalmente, podrían proporcionar un valor medio mundial que serviría como indicador del cambio climático. No intentan separar la variación inducida por un cambio climático de los otros factores que producen variaciones de nivel (principalmente, movimientos verticales de la corteza), pero estiman la influencia del movimiento del polo sobre la tendencias en bandas regionales, para registros de 10, 20 y 30 años de longitud, utilizando de nuevo

la mediana para esta estimación. Finalmente, concluyen que aunque los datos disponibles no son suficientes para la determinación de un valor único de variación del nivel del mar, sí que suministran información sobre tendencias espaciales e incluso, temporales, dentro de algunas regiones.

Existen trabajos que suponen un primer paso en la separación de las variaciones del nivel medio de los movimientos de la corteza a partir de distintas técnicas geodésicas [69, 205, 347, 70, 207, 254]. En 1996 Peltier [205], a partir de series obtenidas en la costa este de Estados Unidos pertenecientes a la base de datos del PSMSL con más de 50 años de observaciones, intenta separar los movimientos verticales de la corteza. El método en el que se basa supone que la señal a largo plazo está afectada predominantemente por ajuste isostático postglacial, por lo que si se modeliza este efecto, se puede eliminar de la señal registrada. La determinación es llevada a cabo por datación con el método del Carbono 14. Este mismo año, Zerbini *et al.* [347] aplican técnicas VLBI, SLR, GPS, medidas de gravedad absoluta y radiometría de vapor de agua para intentar separar las variaciones de nivel de movimientos verticales de la corteza. Los resultados muestran que las fluctuaciones de periodos mayores de 2 meses están altamente correlacionadas con la presión atmosférica y que el ciclo estacional encontrado es variable con el tiempo. Además, el análisis de los registros disponibles muestra una alta coherencia espacial de variabilidad anual a multidecenal. Las variaciones relativas determinadas por estos autores a partir de registros de más de 30 años de longitud son menores de 1.5 mm/año, mientras que la variación debida a movimientos de la corteza determinada a partir de mareógrafos es, generalmente, el orden de ± 1.0 mm/año. Los autores concluyen que, al menos en los mareógrafos incluidos en este estudio, la variación debida a movimiento de la corteza, aunque del mismo orden que las variaciones a largo plazo, es pequeña comparada con variaciones decenales o multidecenales (que son del orden de 5 – 10 cm), por lo que es necesaria una monitorización cuidadosa de la separación de movimientos de la corteza y la contribución oceanográfica a variaciones relativas del nivel del mar.

Entre las diversas determinaciones del nivel medio global realizadas a partir de datos altimétricos destacamos el trabajo presentado en 1997 por Nerem *et al.* [189] en donde, a partir de los datos obtenidos en la misión TOPEX/Poseidon entre diciembre de 1992 y febrero de 1997, se obtiene una variación de $+2.1 \pm 1.3$ mm/año, bastante acorde con otras determina-

ciones obtenidas a partir de datos mareográficos. Este estudio fue realizado después de eliminar un error detectado en el software que reducía los datos para la comunidad científica, de haber incrementado la fiabilidad de los resultados con calibraciones del altímetro a partir de mareógrafos, disponiendo ya de más de 4 años de observaciones, por lo que los resultados deben ser más exactos que resultados anteriores. El proceso utilizado por los autores para la reducción de los datos consiste en un suavizado de los niveles medios globales obtenidos en ciclos de 10 días (lo que tarda el satélite en pasar por el mismo punto) y un ajuste mínimos cuadrados para ajustar las variaciones seculares, anuales y semianuales. A las observaciones les fue aplicado anteriormente un filtro media móvil de 60 días. No obstante, como señalan los autores, debido a la corta longitud del registro no han sido separadas las variaciones del nivel medio de largo periodo, por lo que los resultados no son demasiado exactos.

Woodworth *et al.* [336] analizan, en 1999, las variaciones temporales del nivel medio en las Islas Británicas (Irlanda y Reino Unido). Un estudio similar fue realizado para el Reino Unido por Woodworth en 1987 [334] a partir de 4 estaciones y series en ellas obtenidas entre 1916 y 1982. La principal conclusión de este trabajo es que el norte de la isla parece tener una velocidad de aumento del nivel medio menor que en el sur del país, (1.29 ± 0.22 mm/año menor en Aberdeen que en Newlyn y 0.62 ± 0.22 mm/año menor en Aberdeen que en Sheerness), lo que parece indicar que está sufriendo una inclinación. Woodworth *et al.* señalan que para una determinación más precisa del nivel medio durante el siglo XX son necesarios más de 50 años de observaciones, inicio del registro antes de 1920 y que la estación esté todavía operacional, condiciones con las que seleccionan los registros en los que se basa su estudio. Estos autores realizan una corrección por mareas y oleajes en las series temporales, del que concluyen que es aplicable para estudios en las Islas Británicas en orden a determinar la aportación de movimientos diferenciales de la corteza en la variabilidad del nivel medio. Buscando una correlación entre las series resultantes en las distintas estaciones, encuentran diferencias en el factor que dependen del intervalo temporal elegido. Con las series resultantes y a pesar de las diferencias ocasionadas por procesos locales e incluso de pequeñas variaciones del datum, construyen una serie resultante, que denominan índice del nivel del mar (“sea level index”) que represente su variabilidad. Por otra parte, también utilizan una base de datos con un mayor número de estaciones que la anteriormente citada, con series de observación de menor longitud, siempre y cuando muestren una coherencia

con estaciones cercanas incluidas en la primera base. Los resultados obtenidos para las 3 estaciones con registros de mayor longitud son de 0.4–0.8 mm/año concuerda con los resultados obtenidos en Brest (Francia), al otro lado del Canal de la Mancha. En 1999, Woodworth realiza un estudio sobre variaciones del nivel del mar basado en alturas y tiempo de la altura máxima de marea diaria alcanzada por el mar en Liverpool desde 1768 [335]. A partir de los resultados obtenidos en este estudio, concluye que la subida aparente del nivel del mar el orden de 1 mm/año tuvo lugar principalmente como consecuencia de una aceleración de la misma a lo largo de la segunda mitad del siglo XIX.

Los estudios regionales sobre variación del nivel del mar no sólo ayudan a detectar fenómenos en una zona, sino que también pueden ser de gran utilidad para determinar la significación de cualquier fenómeno detectado en un registro individual [220]. El objetivo es estudiar conjuntos de datos que generalicen un resultado y que resulte significativo [88] en vez de un único conjunto de datos. En su trabajo, Plag y Tsimplis estudian la variabilidad decenal y espacial sobre el mar del Norte y el Mar Báltico, de las componentes S_a y S_{sa} , mostrando la relación entre ésta variabilidad y variaciones de presión atmosférica, temperatura y viento. Así mismo, estas variaciones pueden estar debidas a variaciones asociadas a la Oscilación del Atlántico Norte o bien a una calentamiento global. Además, observan una intensificación y un desfase de S_a y S_{sa} en el nivel del mar en los últimos 30 años, lo que según los autores podría constituir una señal antropogénica. Por otra parte, observan que las variaciones espaciales de la variabilidad decenal estudiada muestran la división de la región considerada en una zona continental y otra marítima, con diferentes valores de estos parámetros.

Uno de los estudios más completos sobre las variaciones de nivel del Mar Báltico ha sido realizado por Ekman, en sucesivos trabajos presentados en 1996, 1998 y 1999 [80, 81, 83]. Estos estudios los realiza en base a varias estaciones [80] o únicamente la estación de Estocolmo, registrando datos desde 1774 [81, 83] y, en estos dos últimos trabajos, establece relaciones entre variaciones del nivel del mar y diversos parámetros climáticos, como temperatura, el índice NAO o dirección e intensidad del viento, estrechamente relacionada con el anterior. Por otra parte, los dos primeros trabajos fueron realizados en base a medias mensuales, mientras que el último trabajo se basa en medias anuales. Establece variaciones del nivel del mar en diversas escalas temporales, como estacionales, anuales e interanuales y considera diversos fenómenos,

como levantamiento postglacial o comparación con marea del polo.

De forma similar, los estudios regionales se presentan también muy útiles como indicador de otros parámetros. Así, en el estudio realizado en el año 2000 sobre el nivel medio en el Mediterráneo y en la Mar Negro por Tsimplis y Baker, a partir de observaciones del nivel medio del PSMSL y de temperatura y salinidad del agua, asocian las variaciones en la tendencia del nivel del mar en la región a aumentos de la salinidad y la temperatura [297]. De la misma forma que en el estudio anterior, atribuyen estas variaciones a tendencias del índice NAO de la Oscilación del Atlántico Norte.

En el trabajo presentado en 1999 por Cazenave *et al.* [47], las lecturas mareográficas son corregidas de movimientos de la corteza a partir de observaciones obtenidas por el sistema geodésico DORIS, basado en la técnica Doppler ligada a la misión TOPEX/Poseidon y en SPOT-2/3/4. Permite un seguimiento orbital preciso y la determinación de parámetros geodésicos globales. El método seguido en este trabajo consiste en el cálculo de series de nivel medio combinando observaciones del T/P y mareógrafos en el periodo 1993-1997. Posteriormente se construye la diferencia del nivel del mar, para lo que se considera la menor distancia entre un mareógrafo y la traza del satélite más cercana, por las diferencias espacio-temporales entre los dos métodos. Finalmente, se comparan estas diferencias con series obtenidas mediante el sistema DORIS. Los resultados muestran, por una parte, una gran correlación entre las observaciones de diferencias de nivel del mar y observaciones del sistema DORIS en la isla volcánica de Socorro, que son consecuencia de una erupción volcánica en 1993. En Raboul, una tendencia de diferencia de nivel negativa también parece ser consecuencia de una erupción volcánica. Sin embargo, los autores concluyen que las tendencias observadas en otros emplazamientos no pueden ser explicadas todavía y que estos resultados muestran la necesidad de aplicar una corrección de movimientos verticales de la corteza a observaciones mareográficas.

Nerem *et al.* [191] estudian, a partir de observaciones del TOPEX/Poseidon desde 1992 a 1998, la relación entre variaciones el nivel medio determinado con promedios asignando pesos por áreas y El Niño Oscilación Sur (ENSO). En las observaciones se aplica, así mismo, un filtro media móvil cada 60 días con el objetivo de eliminar errores en las correcciones ionosféricas, oceanográficas o que dependen de la rotación de la Tierra, como en otros trabajos de R.S. Nerem [189]. Concluyen que existe una gran correlación entre variaciones de temperatura (manifestada

con ENSO) y variaciones del nivel medio, por lo que son necesarias series temporales de gran longitud para analizar cambios climáticos.

Uno de los trabajos más recientes encaminados al enlace de distintos sistemas de referencia es el realizado en el mar Báltico por Poutanen y Kakkuri [146, 227]. El objetivo final del proyecto bajo el que se desarrolla este trabajo es la unificación de los distintos sistemas de referencia en el mar Báltico, problema ya tratado con anterioridad por otros autores [82]. A través de campañas GPS se enlazan distintos mareógrafos con las redes nacionales y se determina la superficie topográfica (figura 2-14) como

$$ST = h - N - \Delta H_2 - \Delta H_3 - \Delta H$$

donde h es la altura del punto de observación sobre el elipsoide, N es la ondulación del geoide,

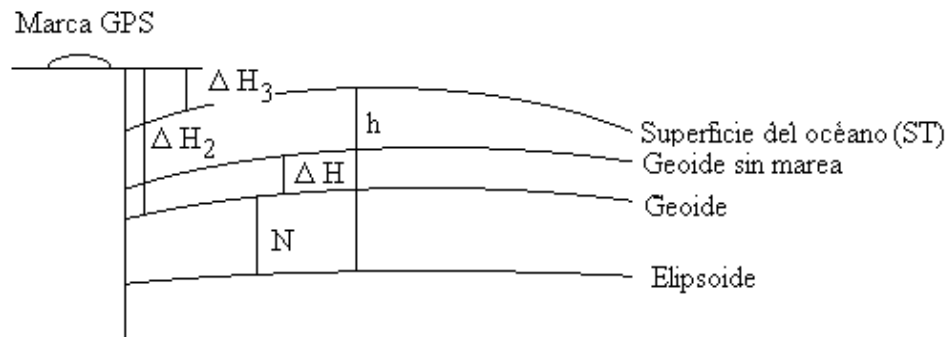


Figura 2-14: Determinación de la Superficie Topográfica a partir de campañas GPS.

ΔH_2 es la altitud ortométrica de la marca del GPS en el sistema de alturas nacional, ΔH_3 es la altura del nivel medio en la época de las observaciones GPS y ΔH convierte alturas sobre un geoide del que se han eliminado las componentes permanentes de la marea (“nontidal geoid”) en un geoide en el que están las componentes permanentes de mareas (“mean geoid”). ΔH es la contribución de los términos constantes de marea M_0 y S_0 al sistemas de alturas ortométricas.

En orden a comparar los resultados de los principales trabajos anteriores, hemos expuesto en la tabla 2-1 los siguientes datos: base de datos empleada (indicando con un asterisco cuando el estudio es regional y no se utiliza la base de datos completa), número de estaciones, longitud

mínima de los registros considerada (en años), intervalo temporal en el que se estima la tendencia, efectos considerados, procedimiento empleado y estimación global (en mm/año). Para los efectos hemos utilizado la siguiente clave:

p = variaciones de presión atmosférica,
mo = marea oceánica,
t = variaciones de temperatura oceánica,
v= viento,
mp = movimiento del polo,
ai = reajuste isostático por variación del volumen de agua oceánica,
mc = movimientos verticales de la corteza,
ol = oleaje,
av = aumento de volumen del agua oceánica,
as= componente anual y semianual,
ac = actividad solar,
en = El Niño,
an = Oscilación del Atlántico Norte,
sa = señal antropogénica,
vp= vapor de agua precipitable.

Se ha señalado con una asterisco los efectos que han sido citados o de los que se ha estimado su influencia, pero que no han sido eliminados. El procedimiento utilizado ha sido también abreviado, con la siguiente clave:

ps = promedio simple,
pr = promedio regional,
pp = promedio con pesos,
mm = media móvil,
mr = mediana regional,
rl = regresión lineal,
aa= análisis armónico,
eof = funciones empíricas regionales,

mg = corrección con un modelo geofísico,
mh = corrección con un modelo hidrodinámico,
cg = corrección a partir de datos geológicos,
de = corrección a partir de métodos de geodesia espacial (datos GPS, VLBI o DORIS),
dg = corrección a partir de variaciones de la gravedad,
vp = anomalías en vapor de agua precipitable.

Resumiendo, la mayoría de los trabajos citados sobre variaciones globales del nivel medio a partir de observaciones mareográficas

- se basan en datos de medias mensuales y anuales, procedente casi siempre de las bases de datos del PSMSL y GLOSS.
- La distribución temporal de las series es irregular, con mayor número de datos en el hemisferio norte, por lo que los resultados estarán determinados por la tendencia global en este hemisferio.
- Las observaciones pueden estar influenciadas por fenómenos locales (como movimientos verticales de la corteza o variaciones asociadas al instrumento) que pueden modificar los resultados globales.
- En estas series no han sido eliminadas las variaciones ocasionadas por las interacciones océano-atmósfera y tampoco las componentes de largo periodo del océano.
- A pesar de que la mayor parte de las estaciones están emplazadas en la costa, no se han eliminado interacciones no lineales entre componentes de aguas someras.
- No se estudian las modulaciones astronómicas de las componentes de marea, que pueden suponer una modificación importante de las constantes armónicas.
- No han sido consideradas las variaciones seculares del volumen de agua oceánica ni las variaciones de la forma y volumen de la cuenca.
- Por otra parte, a pesar del esfuerzo que se está haciendo actualmente por separar variaciones relativas del nivel del mar y movimientos verticales de la corteza con distintas

	Datos	Est.	L. m	Periodo	Efectos	Método	Tend.
Fairbridge y Krebs (1962)	—	—	—	1860-1960	en, ac*, p*, as*	pr	1.2
Gornitz et al. (1982)	PSMSL	193	20	1880-1980	t*	pr	1.2
	PSMSL	86	20	1880-1980	mc, av*	pr, cg	1.1
Barnett (1983)	PSMSL	9		1903-1969	p, av*,as*	pr, eof	1.5±0.15
		7	—	1930-1975			1.7±0.22
Barnett(1984)	NORPAX	155		1881-1980	ac*, sa*	pr, eof	1.4±0.1
Woodworth (1987)	PSMSL*	50	4	1912-1982	mo, p*, v*	ps, rl	1-2
Aubrey y Emery (1990)	PSMSL*	89	10	1953-1980	mc, av	rl, eof	-3.1
Douglas (1991)	PSMSL	21	60	1880-1980	ai	pr, mg, mm	1.8±0.1
Douglas (1996)	PSMSL	24	70	1880-1980	ai, mc*	pr, mg, mm	1.9±0.1
Gröger y Plag (1993)	PSMSL	399	20	1880-1980	—	ps/mr	0.7-1.0
	PSMSL	254	30	1880-1980	—	ps/mr	0.3-0.8
	PSMSL	—	—	1900-1979	mp	mr, mg	regional
Peltier (1996)	PSMSL*	16	50	1920-1970	mc, ai	eof, mg, dg	1.9±0.6
Zerbini et al. (1996)	PSMSL	24	30	1885-1990	mc, p, ai, as	rl, de, cg, dg, mg	local
Nerem et al. (1997)	T/P	—	4	1992-1997	t*, v*	ps, mm, eof	2.3±1.3
Cazenave et al. (1999)	PSMSL T/P	53	5	1993-1997	mo, mc	rl, de	local
Nerem et al. (1999)	T/P	—	6	1992-1998	en, t*, vp*	pp, mm, eof, mg	2.6
Plag y Tsimplis (1999)	PSMSL*	150	—	1850-1998	as, t, p, v, sa*	aa, ps, mh	local
Woodworth et al. (1999)	PSMSL*	5	50	1901-1996	mc*, mo, ol	mh	0.4—0.8

Tabla 2-1. Comparación de los principales estudios realizados sobre el nivel medio del océano.

técnicas geodésicas y por el establecimiento de una referencia que permita la comparación en términos absolutos de dos registros obtenidos en cualquier parte de la Tierra, no se dispone de

este tipo de información para los registros existentes desde el siglo XVIII.

Consecuentemente, debido a que se requieren series de gran longitud para estudios del nivel medio, no parece factible, por el momento, la determinación en términos absolutos del nivel medio mundial.

Para resolver los problemas anteriores, nos parece un proceso correcto, a pesar de laborioso y complicado, la eliminación de las series mareográficas los distintos efectos perturbadores, a partir de modelos matemáticos, e intentar identificar las causas de las variaciones del nivel del mar. Posteriormente, y a pesar de las limitaciones de los datos, tanto mareográficos (en la mayoría de los casos se dispone sólo de medias mensuales o incluso, anuales) como meteorológicos (mismo problema anterior, más la no disponibilidad de observaciones en muchas estaciones mareográficas), geodésicas (no existencia de datos), se procede a la determinación y eliminación del efecto de estas perturbaciones con dos objetivos. Por una parte, estimar, acotar y analizar qué variaciones se producen con qué causa, lo que permite contrastar otras teorías, como la del cambio climático global. Por otra parte, el nivel medio así obtenido se aproxima más a una superficie equipotencial que el anteriormente determinado y puede servir para detectar otro tipo de fenómenos geofísicos.

2.6 Consecuencias de una variación del nivel del mar

El perímetro de la costa mundial es de, aproximadamente, un millón de kilómetros, correspondiendo a finales del siglo XX un 40% a zonas habitadas. En 1994 había 2.1 billones de habitantes, un 37% de la población mundial, a menos de 100 km de la costa [55, 71] y estimaciones recientes sitúan en una banda litoral de 400 km a alrededor de un 66% de la población mundial. Y es que las zonas costeras proporcionan condiciones ideales para la comunicación, transporte, edificaciones, desarrollo agrícola e industrial y ocio. Además el litoral, caracterizado por la confluencia del área continental emergida y el ecosistema marino, es zona de una gran riqueza natural y en continua transformación. En España hay 7 280 km de costas, correspondiendo a playas un 24%. Si se traza una orla de 5 km de ancho, ocuparía el 7% del territorio nacional. A principios del siglo XX vivía en esta zona el 12% de la población y a finales de la década de los 80 un 35%, llegando este porcentaje en épocas estivales a un 82%. El 40% de la costa

estaba urbanizada o era urbanizable en esas fechas, el 7% suponía instalaciones portuarias, el 3% instalaciones industriales y el 8% instalaciones agrícolas. Por otra parte, con la disminución del aporte de sedimentos por parte de los ríos debido a la construcción de embalses o reforestaciones se produjo una regresión del 17% de la costa y supuso la destrucción de numerosas marismas. Estos datos destacan la importancia de la conservación de las zonas costeras.

Los océanos han venido desempeñando en los últimos años un papel cada vez más importante tanto en el contexto de la economía actual como desde el punto de vista de la reserva de materias primas y alimentos. De hecho, una parte importante de las reservas de petróleo y de pozos para su extracción se encuentran en zonas marinas. Estimaciones de 1986 hablan de la quinta parte de las reservas mundiales de crudo en zonas submarinas [193], proporción que ha ido gradualmente aumentando. Por otra parte, nuevas tecnologías ya aplicadas por las principales compañías petrolíferas permiten la extracción de petróleo de lechos oceánicos profundos, lo que ha incrementado en un 5% las reservas combinadas conocidas, resaltando más la importancia del océano como reserva de materias primas. Por otra parte, en el fondo oceánico hay gran cantidad de minerales como manganeso, cobre, níquel, cobalto y titanio, superando las reservas sobre los continentes, ya que éstos disminuyen constantemente por extracción mientras que los anteriores aumentan por sedimentación [238], siendo hoy en día su explotación técnicamente posible. Finalmente, es de destacar que ya desde tiempos inmemoriales el hombre se ha venido alimentando de seres marinos, aumentando en los últimos tiempos el potencial del océano con el establecimiento de granjas marinas y el uso de procedimientos que permiten obtener proteínas de animales y plantas marinas. Por lo tanto, las zonas costeras son regiones bajo presión de los sistemas naturales (fluviales y marinos) y el desarrollo humano.

Una clasificación general de las consecuencias de una variación del nivel del mar divide las en distintos grupos: efectos cuasi-estáticos, efectos hidrodinámicos, efectos morfológicos, efectos ecológicos y efectos sobre la funcionalidad del hombre. Los primeros corresponden a efectos no dinámicos pero con una influencia sobre el sistema océano-corteza, los segundos a variaciones en el océano y en la atmósfera, los terceros comprenden consecuencias físicas sobre la costa, los cuartos se refieren a variaciones del ecosistema marino y terrestre y los últimos a efectos sobre las estructuras y organizaciones creadas por los hombres.

Los efectos cuasi-estáticos corresponden a cambios ocasionados en fenómenos que nor-

malmente experimentan variaciones temporales, pero cuya respuesta es modificada por una variación del nivel. Las más importantes son:

1. La velocidad de rotación sufre modificaciones por la redistribución de agua, que es consecuencia de una variación de volumen, principal causa de cambios en el nivel medio.
2. Variaciones de la fuerza de gravedad, tanto en módulo como en dirección, debido a la redistribución de las masas de agua y a la variación de la velocidad de rotación.
3. Modificaciones en el movimiento del polo por la nueva distribución de masa de agua.
4. Las superficies de equilibrio definidas por el campo gravítico terrestre también sufren modificaciones como consecuencia de las anteriores. Esto, en particular, se aplica al geoide, superficie de equilibrio destacada.
5. La fuerza de Coriolis es influida por las variaciones de la velocidad de rotación y del movimiento del polo. Y esto afecta a cualquier movimiento que se produce sobre la superficie terrestre, como los componentes de la circulación general oceánica y atmosférica.
6. En la corteza continental se ocasionan deformaciones elásticas por la variación de la carga oceánica diferencial, como consecuencia de un volumen distinto.
7. Los términos constantes del desarrollo armónico de mareas modifican su amplitud, ya que dependen de la profundidad del océano en un punto, lo que variaría. Las variaciones de las constantes armónicas son consideradas dentro de los efectos hidrodinámicos.
8. Efecto indirecto de la variación del nivel medio sobre los efectos anteriores.

Para el estudio de los efectos hidrodinámicos y morfológicos es conveniente distinguir, por las diferentes consecuencias, entre las distintas regiones fisiográficas: mares profundos, costas arenosas (playas, ensenadas y estuarios, donde van a tener lugar desplazamientos de las dunas), costas rocosas (naturales o artificiales), zonas pantanosas y marismas (salinas y manglares, pantanos estancados, pantanos de aguas renovadas), arrecifes de coral y atolones. Las principales consecuencias en este sentido son las siguientes [113, 277, 243]:

1. Una variación del nivel medio relativo en mares abiertos traería consigo una modificación de los parámetros de marea, ya que estos dependen de las condiciones hidrodinámicas de la zona. En el caso de una subida, tanto el factor de amplitud como el desfase disminuirían. Ya Bernouilli formuló en 1738 la relación que liga la amplitud de marea con la profundidad de la cuenca. Estos estudios fueron perfeccionados por Laplace, en 1776, siendo sus ecuaciones la base de la actual modelización de la marea oceánica. Si se consideran como parámetros

- a radio medio de la Tierra,
- ω velocidad angular de la Tierra,
- (θ, λ) colatitud y longitud del punto considerado,
- (u, v) velocidad del fluido en direcciones este y norte,
- D espesor estático de la capa de agua,
- ξ altura de la superficie libre del océano, y
- ζ altura de la marea de equilibrio,

las ecuaciones hidrodinámicas adoptan la expresión

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \cos \theta &= -\frac{g}{a \sin \theta} \frac{\partial (\xi - \zeta)}{\partial \lambda} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \cos \theta &= -\frac{g}{a} \frac{\partial (\xi - \zeta)}{\partial \theta} \\ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{g}{a \sin \theta} \left[\frac{\partial (uD)}{\partial \lambda} + \frac{\partial (vD \sin \theta)}{\partial \theta} \right] &= 0 \end{aligned}$$

En ellas se observa que si aumenta la profundidad D de la cuenca, disminuye la elevación de marea.

Por otro lado, la marea oceánica puede ser expresada como suma de componentes armónicas, que se propagan con diferente velocidad en un océano en rotación en presencia de un campo gravitatorio interno, es decir, bajo la acción de la fuerza

$$\mathbf{F} = \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\omega} \wedge \mathbf{v}$$

donde \mathbf{g} es la gravedad, $\boldsymbol{\omega}$ es el vector de rotación de la Tierra y \mathbf{v} es la velocidad del fluido. Bajo la acción de la fuerza interna, cada una de las componentes sufre los efectos

de la fuerza de Coriolis, desviándose su trayectoria hacia la derecha en el hemisferio norte, comportándose como una onda de Kelvin. Así [198, 203], si consideramos un fluido no viscoso, de profundidad constante, donde cada componente posee baja velocidad, el movimiento del fluido puede ser representado por las ecuaciones

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \operatorname{sen} \phi &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \operatorname{sen} \phi &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= -D \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)\end{aligned}$$

donde ϕ es la latitud y η es el desplazamiento vertical. Para un movimiento armónico simple, donde el factor temporal está dado por $e^{-i\omega_0 t}$, se verifica que $\eta(x, y, t) = \check{\eta}(x, y) e^{-i\omega_0 t}$, donde ω_0 es la velocidad angular y $\check{\eta}(x, y)$ es la amplitud. De forma similar se pueden expresar las componentes horizontales de la velocidad u y v . Entonces las ecuaciones anteriores se transforman en

$$\begin{aligned}i\omega_0 u + 2\omega v \operatorname{sen} \phi &= g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ -i\omega_0 v - 2\omega u \operatorname{sen} \phi &= g \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ i\omega_0 \eta &= D \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)\end{aligned}$$

cuya solución es

$$\eta = a e^{-(2\omega \operatorname{sen} \phi / c)y} \cos [k(x - ct)]$$

donde a es la amplitud de la onda de Kelvin, $c^2 = gD$ es la velocidad de fase y k es el número de onda. En aguas costeras, deben ser considerado el efecto de dos ondas de Kelvin: la originada por una componente armónica y la onda reflejada en la costa. En este caso, su amplitud η se puede expresar como

$$\eta = a \left[e^{-\frac{L}{c}y} e^{-\mu x} \cos [k(x - ct)] - e^{\frac{L}{c}y} e^{-(\frac{L}{2}-x)\mu} \cos [k(x + ct)] \right]$$

donde $f = 2\omega \sin \phi$ es el parámetro de Coriolis, L es la longitud de onda, y

$$\mu = \frac{cr}{2gD^2}$$

con r el coeficiente de fricción, g la gravedad y D la profundidad de la cuenca. En la ecuación anterior el primer sumando representa la onda de Kelvin debida a marea y el segundo la onda reflejada. Consecuentemente, la amplitud de la onda es proporcional a la gravedad g y a la profundidad del agua D , e inversamente proporcional a la velocidad c y al coeficiente de fricción r . Por tanto, si aumenta la profundidad también aumentará la amplitud de la onda de Kelvin y de su reflejada y si disminuye, también disminuyen éstas.

2. En cuencas marinas, una variación del nivel medio implica variaciones en el transporte de sedimentos. Este transporte se realiza mayormente durante los movimientos horizontales periódicos del mar como consecuencia de la fuerza derivada del potencial astronómico de mareas. Cuando baja la marea se produce una exportación de sedimentos y si sube, una importación, siendo uno de los dos ciclos predominante. Con una subida del nivel medio, varía el ciclo predominante, por lo que si antes era una cuenca predominantemente importadora, ahora lo va a ser exportadora, y viceversa. Esto produce una mayor erosión de la costa y modificación de su morfología.
3. El efecto anterior es especialmente aplicable al caso de estuarios. En estuarios con una amplitud de marea considerable, una variación del nivel medio trae consigo una modificación en la salinidad de la zona, además de modificaciones en la asimetría de la marea presenten en estas zonas [113]. Si éste aumenta, también lo hace la salinidad del agua fluvial y si baja, así hace la salinidad. Los principales efectos sobre el hombre se dejan sentir en la agricultura y en las intrusiones de agua salada en acuíferos.
4. En ríos donde se pueden detectar movimientos periódicos de sus aguas, se modifica la longitud de la influencia de la marea, lo que implica una mayor intrusión de agua salada. Esto es consecuencia de la ecuación de difusión de la onda, donde la longitud de la intrusión depende directamente de la amplitud de la onda. Por lo tanto, si aumenta el

nivel del mar, la onda de marea se propagará un recorrido mayor río arriba y si disminuye, también disminuye el recorrido en el río. Con una subida de nivel del mar puede suponer la necesidad de una mayor protección contra las inundaciones. Como ejemplo, un aumento de doce centímetros en el nivel medio produciría una intrusión de agua salada en el río Delaware de más de tres kilómetros [99].

5. En playas con oleajes dominantes su perfil es modificado, ya que según la ley de Bruun, ampliamente utilizada para predecir la respuesta de la línea de costa a un aumento del nivel del mar, la playa retrocede manteniendo el perfil de equilibrio [113]. La arena erosionada se deposita a una profundidad mayor. Sobre la Humanidad las principales consecuencias de este efecto son sobre edificaciones, y también sobre el turismo. Y las consecuencias no son despreciables; Fletcher indica que la erosión causada por el aumento del nivel del mar afecta al 70% de las playas de arena mundiales [99]. Adicionalmente, las playas pueden erosionarse de 50 a 200 veces la tasa de incremento del nivel del mar, como fue propuesto por Bruun en 1962 [71].
6. En zonas de marismas o cercanas a la costa, se produce una variación de la frecuencia de inundaciones, tanto permanentes como ocasionales, dependiente del gradiente local. Los principales afectados por estas modificaciones son el ecosistema y las poblaciones y construcciones humanas de estas zonas.
7. Finalmente, se producirían modificaciones en las condiciones hidrometeorológicas, como viento, olas y frecuencia de tormentas.

Los puntos anteriores son muy similares a la clasificación de los efectos físicos de una subida del nivel del mar dada por Nicholls y Leatherman en 1994 [194, 71], que distinguieron las cinco categorías siguientes: erosión de playas y acantilados, aumento de inundaciones y daños por tormentas, inundación de zonas bajas, intrusión de sal en acuíferos y aguas superficiales y tablas de altura del nivel del mar mayores.

Por otra parte, señalamos que existen estudios que afirman que si el nivel del mar variara en una zona 30 cm, la variación de la línea de costa, teniendo en cuenta la pendiente media de 0.7% de la plataforma continental, sería de 30 metros o más, cantidad 100 veces superior a la anterior, a no ser que se tomen medidas adicionales para evitarlo [172].

En general, la mayoría de los estudios existentes sobre las consecuencias de una variación del nivel del mar tratan el problema de una subida, porque esta es la tendencia actual y porque sus consecuencias son más difíciles de resolver, tanto a nivel humano como económico. Las principales consecuencias de una subida del nivel del mar sobre el entorno, son: aumento de las inundaciones, aumento de la erosión y una mayor intrusión de agua salada en estuarios y acuíferos [113, 129]. Sin embargo, no hay que despreciar las otras consecuencias como intrusión de agua salada en estuarios y acuíferos subterráneos, destrucción de marismas costeras o una mayor frecuencia de daños por oleajes. Citamos que existen otras consecuencias originadas por las anteriores, como un decremento de la altura del oleaje si los vientos permanecen constantes debido al aumento de la profundidad. Por otra parte, si es un cambio climático lo que produce las variaciones del nivel del mar, según señalan algunos autores [112], se puede esperar un incremento de las tormentas, significando erosión costera considerable y la intrusión de agua oceánica en zonas deprimidas que ahora mismo están emergidas.

Los efectos ecológicos dependen de la respuesta del medio natural. La información de las que se dispone actualmente está inferida de estudios geológicos y experimentos de campo, normalmente como resultado de diversas intervenciones o procesos, como esquemas ingenieriles o extracción de minerales. Virtualmente, todos los organismos vivos han experimentado y sobrevivido a variaciones del nivel del mar durante el Holoceno. Las poblaciones costeras (humanas o de otros organismos) son generalmente parte de otra población mayor viviendo en zonas interiores. Las variaciones del nivel del mar, a priori, no son un problema para estos, ya que se supone que, dentro de unos límites, se adaptan moviéndose con la línea de costa. Sin embargo, existe un pequeño número de especies limitado al hábitat de la costa, que generalmente se aprovechan de los llamados gradientes: transición gradual de agua fresca a salada, de periodos secos y húmedos diarios como efecto de las mareas, etc. Estas especies también se adaptan, dentro de unos límites, a nuevas condiciones, pero con una presión cada vez mayor en la zona costera ocasionada principalmente por las actividades humanas. Las transiciones graduales tienden a desaparecer por lo que la supervivencia de estas especies está comprometida. Y no sólo de estas especies, sino también de otras que necesitan de ellas, como por ejemplo, las aves migratorias o especies marinas que se alimentan de ellas.

Nos gustaría señalar, de forma breve, el papel de la intervención del hombre en zonas

costeras. Su influencia se deja sentir, principalmente, en una bajada del nivel natural de la corteza (por extracción de gases, agua y petróleo, ganancia de terrenos al mar, aprovechamiento de ríos y canales), reducción del aporte de sedimentos (como consecuencia de la construcción de presas y de la extracción de arena de los lechos fluviales) e interferencia en la costa (destrucción de manglares y de arrecifes de coral, transporte artificial de arena a zonas costeras y construcción de diques y puertos). Por otra parte, el impacto de una variación considerable del nivel del mar sobre las actividades humanas tendría consecuencias sobre la vivienda, el agua potable, sistemas de regadío, la agricultura, la pesca, la industria, el ocio y la conservación de la naturaleza, además del aumento de inundaciones en tierras bajas, pero también en ciudades y zonas industriales. Otras consecuencias serían cambios en infraestructuras, para posibilitar el uso del sistema natural, como protección de la infraestructura (a través de diques o sistemas de dunas), servicios de gestión de aguas (canales y acequias) y accesibilidad (como puentes y carreteras). Como ejemplo, citamos dos casos: en Bangladesh se puede inundar, debido a subsidencia, para mediados de este siglo, un 16-18% del territorio habitable, lo que puede afectar al 13% del Producto Interior Bruto (PIB) y en Egipto la variación para el mismo periodo de tiempo puede afectar al 14-16% de la población, quedando inhabitable entre en 15-19% del territorio; el 16% del PIB puede quedar afectado [32].

Ante una variación de nivel existen, en principio, tres estrategias que se pueden adoptar: retirada (abandono de las estructuras en zonas ya desarrolladas, reacomodación de la población en un nuevo emplazamiento), acomodación a la nueva situación (continuar ocupando zonas vulnerables, pero aceptar una mayor peligrosidad por la nueva situación) y protección (defensa de las zonas vulnerables, especialmente aglomeraciones de población, centros de actividades económicas y fuentes naturales). Antes de decidir qué estrategia se adopta, generalmente se evalúan tanto los costes de las medidas a adoptar como la inversión realizada en la zona con anterioridad y el coste que supone la instalación, en otro emplazamiento, de las infraestructuras perdidas como consecuencia de una variación del nivel del mar.

Sin embargo, hay otra forma de actuación: a través del ciclo hidrológico. De alguna manera, el hombre está actuando sobre el ciclo hidrológico y puede manejar la cantidad de agua global de los océanos a través de depósitos o liberación de aguas acumuladas. La principal forma de actuación antropogénica es por control de aguas fluviales, que a finales del siglo XX era de 3 100

km³ [193]. Existen estudios que afirman que el 15% de la descarga anual de agua es controlada por el hombre, aunque esta cantidad aumenta día a día por la escasez cada vez mayor de agua y su necesidad también cada vez mayor, no sólo por el aumento de la población, sino sobre todo por el aumento de cultivos de regadío. Como ejemplo del potencial de esta medida, citamos que si se llenara la mayor de la cuencas del mundo, la de los Arales-Caspio, de tal forma que el nivel del mar Caspio aumentara 10 metros, esto supondría 4 420 km³ de agua, lo que representa una variación media del nivel global del océano de 10 centímetros. Sin embargo, la construcción de presas ocasiona una disminución de la cantidad de sedimentos vertidos al mar, originando variaciones en la morfología de los deltas, estuarios y de su ecosistema marino, condicionando la erosión en zonas costeras. Los deltas son zonas donde se mezclan los sedimentos marinos y fluviales, compactándose, y donde se puede encontrar una rica biodiversidad; los deltas de los ríos son sistemas vivos y están continuamente en evolución (por ejemplo, el delta del Ebro no existía, tal como se conoce ahora, en la época de los romanos), por lo que una variación del nivel medio o variaciones en la masa de agua oceánica y fluvial producen variaciones en ellos, como muestran los siguientes ejemplos. En el Delta del Nilo desde la construcción de la presa de Asuán, la línea de costa ha sufrido un retroceso [170, 86]. Esto mismo se puede aplicar al delta del Ebro, en España, donde a partir de obras de ingeniería, como embalses o puertos en zonas cercanas, el delta ha visto reducido su tamaño, debido al aporte de sedimentos fluviales y marinos, a la vez que se produce subsidencia por la acumulación de sedimentos. El delta del Po ha evolucionado en su parte moderna sobre todo desde el siglo XVI. La subsidencia natural por compactación de sedimentos es del orden de 1 mm/año, pero ya a principios del siglo XX se produjo el hundimiento mayor de una parte considerable de tierra. Este fenómeno de subsidencia se acentuó con la extracción de aguas con metano de 1938 a 1964; cuando se pararon estas extracciones, la tasa de subsidencia disminuyó, aunque la parte sur del delta estuvo afectada desde 1970 por una tasa de compactación rápida, aumento del nivel entre 5 y 20 mm/año. En total, el hundimiento de la corteza en el último siglo varía entre 1.0 y 2.7 metros en la zona del delta [214]. Por otra parte también se puede modificar la cantidad de agua oceánica por extracción de agua de reservas y acuíferos subterráneos, lo que se está haciendo de forma masiva con fines agrícolas. La mayor parte de este agua va a parar, generalmente, a regadíos, otra parte va a la atmósfera en forma de vapor de agua y otra parte vuelve, por

filtraciones, de nuevo a su origen. Desde 1932 a 1986 la cantidad estimada de agua extraída es de 7 000 km³ [193].

Finalmente, señalamos que una variación global del nivel del océano no sería uniforme espacialmente, ya que las variaciones globales están superpuestas a movimientos locales de la corteza, las características de cualquier zona costera resultan de la interacción entre composición del suelo, forma de la costa, clima, corrientes oceánicas, frecuencia de tormentas, etc. Por lo tanto, al tratar las consecuencias de una variación del nivel del mar no se puede generalizar. A pesar de esto, en este apartado hemos tratado de exponer las principales consecuencias de una variación rápida, explicando sus causas y posibles líneas de acción para paliar o amortiguar los efectos, con el objetivo de resaltar la necesidad e importancia de una determinación precisa del nivel medio del océano.

Capítulo 3

Series temporales de observación.

Bases de datos

3.1 Introducción. Calidad de las observaciones y nivel medio

A lo largo del capítulo anterior se ha mostrado la importancia e influencia de las observaciones en la precisión de la determinación del nivel medio, que no sólo depende del intervalo de observación, aunque es evidente que se van a obtener estimaciones más precisas si se dispone de un mayor periodo de observación. Los resultados también dependen de la calidad de las observaciones, determinada inicialmente por la precisión del instrumento y la existencia inevitable de errores de medida en los datos originales, ligados al sistema de adquisición y registro. Sin embargo, puesto que el método utilizado en su detección y corrección converge, los errores instrumentales disminuyen en iteraciones sucesivas. En consecuencia, éste no es el principal problema. Otros factores a tener en cuenta son el conjunto de fenómenos contenidos en la señal registrada, en algunos casos de muy difícil modelización, las inestabilidades e inadecuación del emplazamiento y la disponibilidad de los distintos parámetros necesarios para realizar el estudio. Por eso, un paso previo a la obtención del nivel medio es la selección del emplazamiento, así como la obtención y formación de una base de datos, que contenga tanto observaciones mareográficas como meteorológicas con el menor número posible de errores y de interrupciones.

La estrategia de cálculo desarrollada a fin de analizar las variaciones relativas del nivel medio del mar en áreas restringidas se ha basado en las características específicas tanto de los emplazamientos como de las series de observación mareográficas. Así mismo, se han tenido en cuenta las precisiones y periodos de discretización de los datos proporcionados por el registro simultáneo de los principales parámetros meteorológicos: temperatura, presión atmosférica y viento.

Para el estudio se dispuso de dos conjuntos de observaciones mareográficas, obtenidas durante un intervalo de casi 7 años. Por una parte, nos hemos basado en instrumentos situados en cinco localizaciones distintas del Puerto del Musel, pertenecientes a una red establecida en 1989 por la Junta del Puerto de Gijón, con el objetivo de estudiar de forma teórica y experimental el comportamiento dinámico de las masas de agua dentro de las dársenas que configuran el puerto. Además se ha dispuesto de observaciones obtenidas en la estación secundaria, desde el punto de vista de nuestras investigaciones, instalada en Puerto Chico, Santander. La selección de estos emplazamientos se hizo por sus condiciones óptimas, según los siguientes criterios:

1. Estaciones situadas en regiones tectónicamente no activas. Deben ser consideradas especialmente áreas alejadas de placas tectónicas convergentes con desplazamientos verticales asociados, así como sistemas volcánicos. La existencia de movimientos verticales puede enmascarar fenómenos oceanográficos de larga escala y, consecuentemente, dificultar la interpretación de los resultados en caso de que no se disponga de información adicional [48]. Este problema también podría estar presente en zonas con subsidencia, levantamiento postglacial, fuerte erosión costera o acumulación de sedimentos fluviales. Al mismo tiempo, si se dispone de largas series de observación, esta condición posibilita contrastar, mediante la curva de variabilidad actual del nivel medio, la existencia de un posible cambio climático planetario, según afirman diversos autores [17, 326, 113, 14, 197, 333, 194, 236, 83].
2. Es necesario un amplio rango de marea oceánica, preferiblemente en océanos abiertos, para que sea representativa de los océanos mundiales. Esta premisa, unida a largas series temporales con un pequeño intervalo de discretización, es relevante para el análisis de marea subsecuente. Su importancia está unida a una determinación precisa de un gran

número de constituyentes, necesarios en la construcción de modelos de marea oceánica de alta resolución. Además, si la estación estuviera situada en aguas someras, sería así posible el estudio de las interacciones no lineales de diferentes componentes de marea.

3. Una relación significativa entre las variaciones del nivel del mar y de presión atmosférica es más probable que exista en latitudes medias que en los trópicos [121]. En este sentido, la zona seleccionada debe estar en latitudes medias con variaciones típicas interestacionales de aproximadamente 60 milibares, adecuadas para un estudio correcto del efecto barométrico invertido.
4. Si la estación mareográfica es costera, es importante que exista una región de aguas someras extensa alrededor de la estación, ya que en la práctica el viento produce en la superficie del océano un desplazamiento inversamente proporcional a la profundidad del agua. Consecuentemente, es en estas zonas donde los modelos numéricos computacionales más se ajustan a los efectos del viento a lo largo de la línea de costa.
5. Finalmente, podría ser importante la disponibilidad de series temporales simultáneas correspondientes a estaciones cercanas, en orden a contrastar los resultados obtenidos.

Considerando estos criterios, la costa norte de la Península Ibérica es una zona excelente para estudiar las variaciones relativas inducidas por fenómenos puramente oceanográficos, como son las mareas oceánicas y las interacciones océano-atmósfera. En particular, el área seleccionada se caracteriza por un régimen de marea fuertemente semidiurno, con un rango de hasta 5 metros, adecuado para el estudio. La batimetría presenta, en las estaciones, un mínimo de 7.5 metros, que se incrementan hasta 50 metros a 3 millas y a 100 a 6 millas. Además, la composición del fondo es variable tanto local como regionalmente, lo que origina diferentes anomalías en conexión con la propagación de las ondas de marea y una compleja distribución de las interacciones no lineales en las principales frecuencias de todos los fenómenos.

En el Cantábrico tienen lugar, además, variaciones de presión estacionales de aproximadamente 60 milibares y eventos meteorológicos extremos con frecuentes tormentas, especialmente en invierno, que se superponen a los regímenes periódicos, diurnos y estacionales, de presión, temperatura y viento. Estos fenómenos están asociados a vientos de considerable intensidad

y dirección variable, fuertes variaciones de presión atmosférica y también variaciones de temperatura, con una componente diurna de 10-15°C y de pequeña amplitud (25-30°C) a lo largo del año. Adicionalmente a estas perturbaciones, se producen fenómenos hidrodinámicos locales en periodos menores de 10 minutos, correspondientes a oscilaciones libres de la masa de agua en el interior del puerto, inducidas por la propagación de ondas de gravedad durante fuertes tormentas. Por lo tanto, es posible el estudio, modelización y eliminación de un amplio rango de frecuencias.

Una vez seleccionados los emplazamientos procedimos a formar una base de datos tanto de series de observación mareográfica como de parámetros meteorológicos, cuyo diseño y estructura lógica serán descritos en las secciones siguientes. En ella hemos incluido, como datos de gran importancia para la interpretación correcta de los resultados, las características del emplazamiento y de los sensores, coordenadas, batimetría local y regional y constitución de los fondos submarinos. Se detallan, además, las condiciones de obtención de las diversas series temporales. En particular, es de señalar que el periodo de discretización de las series del Puerto del Musel a las que se va a aplicar la metodología desarrollada en este trabajo es de 2 segundos, por lo que resulta imprescindible la eliminación de perturbaciones de alta frecuencia. De esta forma, se reduce considerablemente la elevada razón señal-ruido que caracteriza las observaciones oceánicas en esta zona. La eliminación de las altas frecuencias se realiza mediante la aplicación de un filtro paso-bajo, posterior al análisis del contenido de la señal, que conserva invariantes amplitudes y desfases de las componentes armónicas. Simultáneamente, se efectúa la discretización horaria y/o semihoraria en formato ICET. Para facilitar el almacenamiento, acceso y actualización del gran volumen de datos resultante (más de 100 millones), así como de los valores filtrados en las sucesivas etapas del proceso, ha sido necesario construir un paquete de software que, junto con los programas de tratamiento inicial, conforman la base de datos.

Antes de proceder a la apodización de la señal mareográfica de las perturbaciones más importantes, resulta necesario, además, aplicar distintas etapas de preproceso a las series de observación, en orden a eliminar en la medida de lo posible, todas aquellas fuentes de error que interactúan entre sí limitando la precisión en la determinación de los parámetros de los modelos oceánicos y atmosféricos. Por este motivo, en una segunda fase, posterior al primer filtrado de los datos, se procedió a la interpolación de lagunas y corrección de errores groseros.

La importancia de esta etapa para estudios del nivel medio no sólo reside en la determinación con mayor precisión de los parámetros de los distintos modelos, sino también en la necesidad de obtener series sin desplazamientos del datum mareográfico y con el menor número posible de interrupciones. Al respecto, finalmente describimos la metodología que hemos desarrollado para la interpolación de interrupciones de varios días de longitud, así como la corrección de errores no detectados por métodos clásicos. Se trata de un método combinado de ajuste polinomial y análisis de regresión que, a pesar de su simplicidad, ha proporcionado excelentes resultados frente a los objetivos planteados.

3.2 Descripción de las bases de datos

En esta etapa de nuestras investigaciones hemos utilizado como base para el desarrollo de una metodología que permita una determinación local precisa del nivel medio del océano, las observaciones mareográficas realizadas en cinco estaciones situadas en el Puerto del Musel de Gijón, cedidas para este estudio por la Junta del Puerto, y que fueron denominadas E1, E2, E3, B1 y B3. Dichas estaciones se instalaron con el objetivo de realizar un seguimiento en detalle de la dinámica de las masas de agua contenidas en el interior de las dársenas, siendo este el motivo de que la frecuencia de toma de datos sea de dos segundos. La instalación en dicho emplazamiento de tres equipos mareográficos automáticos, controlados por ordenador, con un servicio de mantenimiento continuado y periódicamente calibrados, nos ha permitido disponer de un conjunto de series de observación de gran calidad en una región de elevado interés oceanográfico. Estas observaciones han sido complementadas con las obtenidas por el Instituto Español de Oceanografía en la Bahía de Santander. El intervalo de observación comprende desde el 1 de enero de 1988 hasta el 20 de mayo de 1994, con una longitud total de 2332 días.

En la base de datos formada con las observaciones mareográficas y de parámetros meteorológicos, que describimos a continuación, se incluyen, además de las observaciones, una serie de programas de aplicación necesarios para el tratamiento inicial de los datos, como son la discretización de las series en función de las frecuencias a analizar, la asignación de tiempos, introducción de calibraciones, transformación de unidades de medida o reducción al nivel del mar de la presión atmosférica.

3.2.1 Observaciones mareográficas

El Puerto del Musel fue construido en la ensenada limitada por el Cabo de Torres y el Cerro de Santa Catalina, conocida popularmente como la Concha de Gijón. La compleja estructura de las dársenas que configuran el Puerto del Musel puede verse en la figura 3-1. Esta estructura modifica la reacción del océano local ante diversos fenómenos, en frecuencias que van desde segundos hasta muy largos periodos y, además, determina la generación de oscilaciones libres durante los fuertes temporales imperantes en el Cantábrico. Su amplitud puede llegar a ser en condiciones extremas de varios metros.

La principal protección está constituida por el Dique Príncipe de Asturias, un espigón de 1550 metros en dirección casi este-nordeste oeste-sudoeste, en cuyo extremo exterior fue situada la estación B1 y siendo emplazada en su parte interior la estación E1. En otro de los muelles principales, el muelle de la Osa, está situada la estación B3. El resto de las estaciones, E2 y E3, están situadas en el interior de las dársenas del puerto. En la figura 3-1 se aprecia, así mismo, la batimetría del puerto y de sus zonas próximas que, debido a la existencia de numerosos arrecifes y bajos, es complicada. La profundidad de la ensenada, con la excepción de dichos bajos, va creciendo de forma bastante regular. Por otra parte, el fondo de la cuenca está constituido casi exclusivamente, con excepción de los bajos, por arena y piedras, dominando la primera.

Los sensores de presión con que se han obtenido las series mareográficas fueron instalados en cinco emplazamientos distintos (figura 3-1) a lo largo de dos etapas sucesivas, permaneciendo fija la estación E2, a fin de servir de referencia. Su instalación se inicia en 1989, obteniéndose los primeros datos útiles en Junio de 1990. Desde esta época estuvieron instalados un mínimo de dos sensores y un máximo de tres. Primero estuvieron en funcionamiento las estaciones E1, E2 y E3, trasladándose posteriormente dos sensores a los emplazamientos B1 y B3; en la figura 3-2 se puede observar la distribución en el tiempo de las diferentes series, así como su longitud.

Una sexta estación, denominada C1 (figura 3-1), fue situada a principios de diciembre de 1991 en los muelles de Rendiello, en el interior del puerto. El análisis de sus 363 días de observación iniciales de medidas horarias muestra grandes errores cuadráticos medios, principalmente en las banda semidiurna, así como constantes de marea anómalas, no coherentes con las del resto de estaciones. Un estudio más profundo del problema instrumental, muy relacionado con

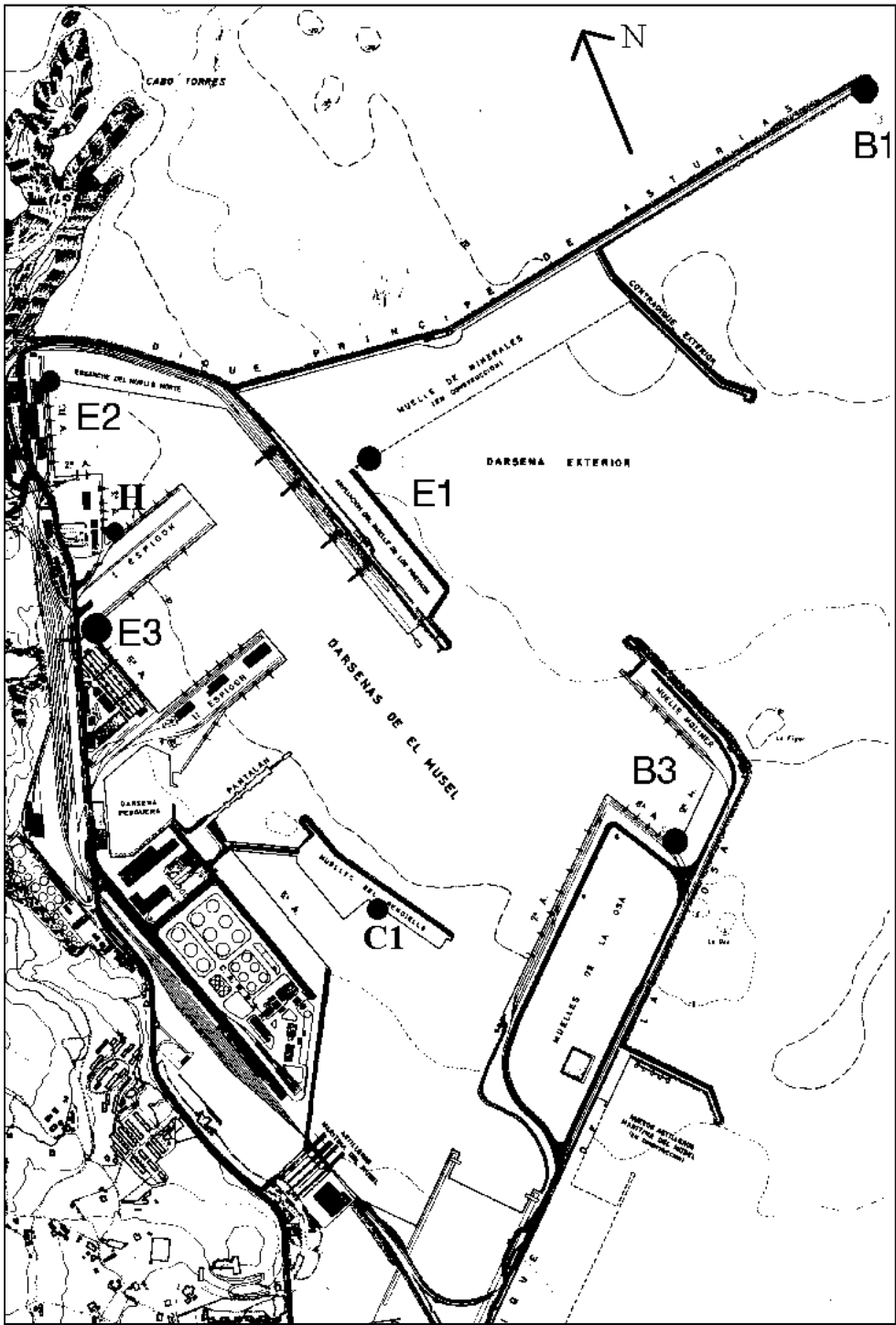


Figura 3-1: Puerto del Musel.

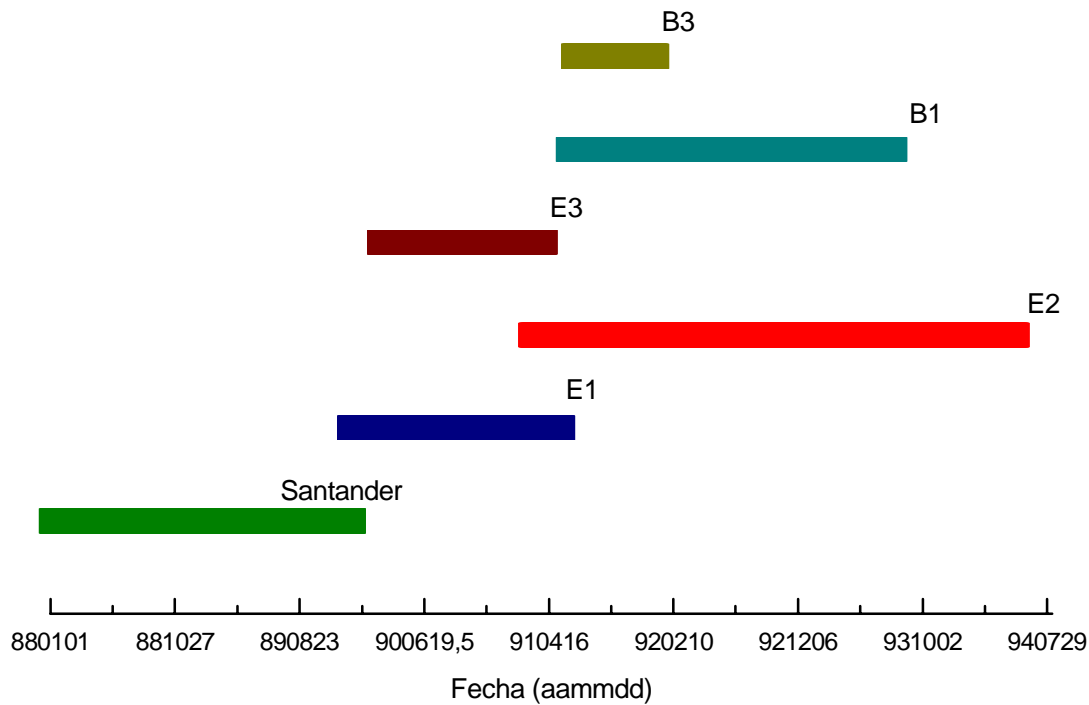


Figura 3-2: Longitud de las series de observación mareográficas.

la compensación externa de presión, nos permitió explicar estas anomalías: debido a que un sensor no compensado de presión no puede detectar efectos inversos de variaciones de presión atmosférica, se introdujeron perturbaciones problemáticas de carácter aperiódico. Estos resultados hicieron que se desechara un análisis posterior conjunto con las otras series de observación mareográficas. Sin embargo, estas observaciones se mostraron muy útiles en nuestro estudio, ya que permitieron comprobar la eficacia de nuestras técnicas de preproceso y análisis.

Cada sistema de adquisición mareográfico está formado por equipos automáticos, cuyo elemento principal es un sensor de presión Paroscientific de la serie 1000. El transductor de presión proporciona dos señales; la primera corresponde a la presión de la columna de agua de sección unidad y altura variable sobre el sensor, compensada de presión atmosférica, y la segunda al sensor interno de temperatura utilizada por el propio sistema para calcular la compensación de temperatura del fondo en el rango comprendido entre -54° y 100° C. El equipo consta también de un PC, un cable especial de profundidad con conductor interior permeable para la compen-

sación de presión atmosférica, una fuente de alimentación para el sensor de presión y un sistema de interconexión entre los distintos módulos.

El software proporcionado por la empresa responsable de los sensores incluye los programas de adquisición de datos, ficheros conteniendo los valores asignados a las variables que definen las condiciones iniciales y un sistema de autoarranque. El programa ejecutable que dirige la toma de datos se denomina ONDALARG (figura 3-3). Teniendo en cuenta la densidad media del agua del océano Atlántico nor-este y la aceleración local de la gravedad, el sistema de adquisición de datos proporciona la conversión de unidades de presión a centímetros de elevación de la superficie. Para ello, utiliza los valores de calibración internos del sensor y un factor, que permite modificar estos valores en función de la salinidad y/o de las calibraciones, obtenidas mediante la relación entre los valores medidos por referencia visual y los proporcionados por el sensor. Así, las calibraciones periódicas llevadas a cabo produciendo un desplazamiento vertical conocido en el sensor linealiza la respuesta del transductor. La precisión final obtenida es de ± 0.5 cm. Por otra parte, la principal característica de este sistema de adquisición de datos es un intervalo de toma de datos de 2 segundos, lo que permite estudiar un amplio rango de frecuencias.

En un fichero de texto denominado CONDINI.OLG figuran las condiciones de la toma de datos: lugar de instalación del sensor, intervalos de muestreo y de grabación de datos, unidades de medida elegidas, posición de las marcas horarias y los parámetros que determinan la representación gráfica. Su contenido, junto con los parámetros de calibración y corrección de cero, se graban al inicio de cada fichero de datos.

La lectura de la información almacenada en los ficheros diarios de datos originales es realizada mediante el programa PMMPRES, facilitado por la empresa responsable del equipo. Este programa genera un fichero ASCII, por cada conjunto de archivos secuenciales almacenados en el disco del sistema, muestra la representación gráfica de los datos procesados durante la ejecución y además puede realizar medias móviles, promedios y aplicar filtros paso-alto y paso-bajo, lo que ha resultado muy útil para el estudio y eliminación de perturbaciones de alta frecuencia.

Después de haber creado los ficheros que contienen las observaciones, el siguiente paso es la discretización de la señal, en orden a realizar un análisis tanto de las perturbaciones

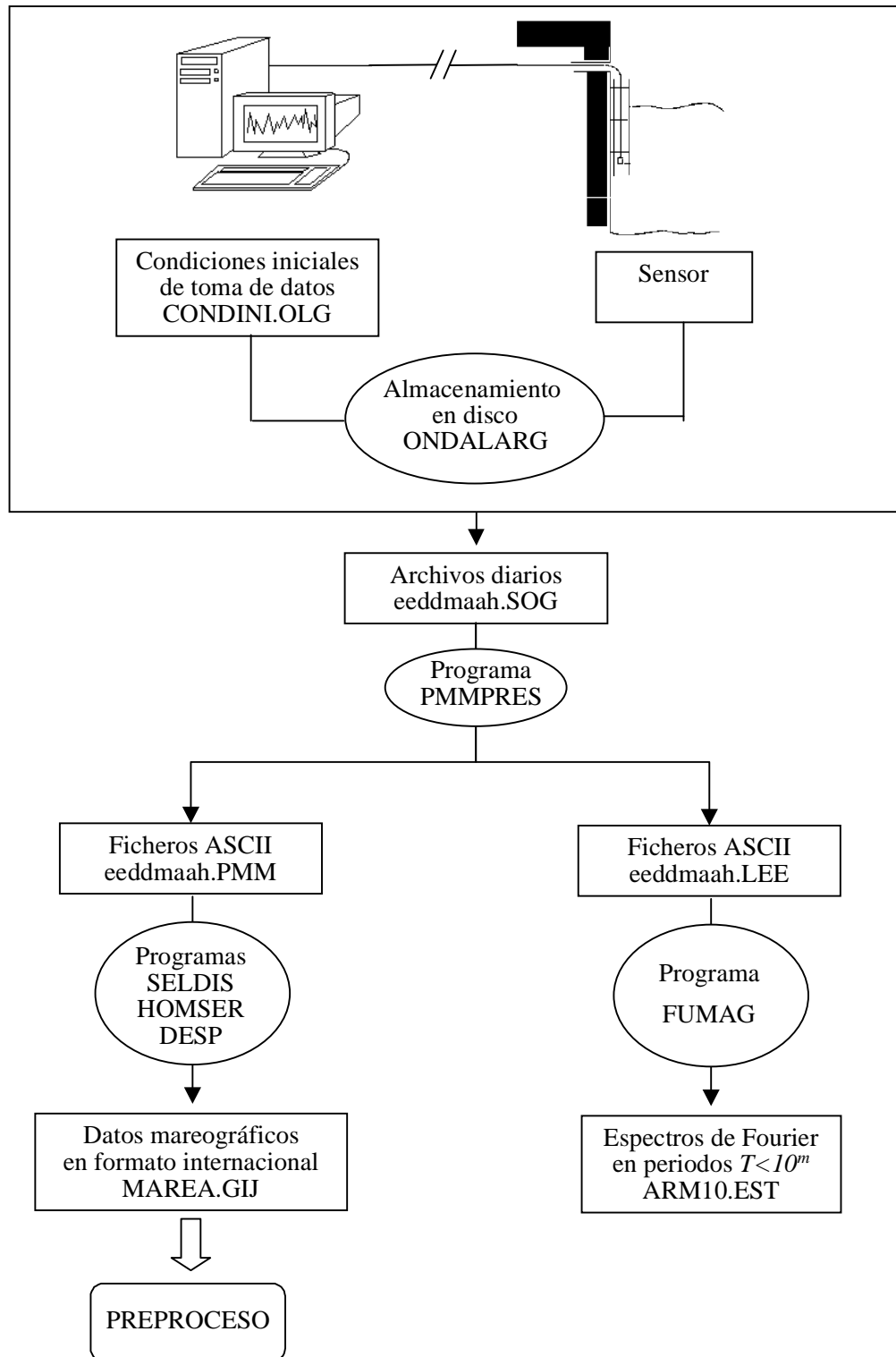


Figura 3-3: Estructura de la base de datos mareográfica.

de alta frecuencia como de mareas oceánicas. Este proceso se realiza con la ayuda de dos programas desarrollados con este objetivo [45]: SELDIS y HOMSER. El primero discretiza las series mareográficas, seleccionando los datos a intervalos prefijados en función de las frecuencias a analizar. Además elimina archivos erróneos, determina la fecha juliana y ajusta al formato internacional de marea cada serie parcial, asignando tiempo universal al conjunto de la serie de observación. El programa HOMSER enlaza las distintas series parciales, señala lagunas y elimina archivos solapados o vacíos, a la vez que incorpora los códigos del formato internacional de marea y almacena las series de observación discretizadas y homogeneizadas en formato internacional de marea. Finalmente, el programa DESP efectúa la detección y corrección de errores en tiempo.

En la tabla 3-1 puede observarse, para cada estación del Puerto del Musel, la época central y la longitud total del intervalo de observación, el número de días útiles observaciones, el número de bloques y el número de datos obtenidos. Llama la atención la magnitud del número de datos obtenidos, debido a que el intervalo de toma de datos es de 2 segundos; estos datos son reducidos, tras la eliminación de las altas frecuencias, durante las primeras etapas del preproceso. Por otra parte, se aprecia que, debido a problemas asociados al mantenimiento de los equipos, presentan una gran cantidad de interrupciones, que serán corregidas, en gran parte, durante la etapa de preproceso mediante la aplicación de métodos numéricos de interpolación.

Estación	Época central	Longitud intervalo	Nº días registrados	Nº bloques	Nº datos
E1	24-11-90	342.5	279	19	12 052 800
E2	26-09-92	1262	919	23	39 700 800
E3	08-08-91	404.5	317	12	13 694 400
B1	26-09-92	785.5	634	37	27 777 600
B3	01-10-91	245.5	207.5	10	8 964 000
Total		3040	2365.5		102 189 600

Tabla 3-1.

Por otra parte, han sido determinadas las coordenadas de las cinco estaciones mediante técnicas GPS diferencial, utilizando como referencia el vértice geodésico del Cabo de Peñas

de la Red Geodésica de Primer Orden [45]. En la tabla 3-2 se muestran estas coordenadas, así como la batimetría de los puntos de instalación de los sensores, información que ha sido facilitada por la Junta del Puerto.

Estación	Latitud	Longitud	Batimetría
E1	43°33'59.0" N	5°41'27" W	20 m
E2	43°34'09.0" N	5°41'58" W	8 m
E3	43°33'50.0" N	5°41'58" W	8 m
B1	43°34'18.5" N	5°40'30" W	21 m
B3	43°33'22.0" N	5°41'05" W	10 m

Tabla 3-2.

Finalmente, en la base de datos mareográfica de Gijón están incluidas observaciones relativas a oleaje registrado a una milla de la costa de Gijón, cedidas por la Junta del Puerto, que fueron obtenidas entre julio de 1993 y mayo de 1994. Estas observaciones comprenden la altura media de las olas observadas durante 20 minutos, el valor promedio de las cinco olas más altas o altura significativa y la altura máxima, todas en milímetros, así como periodo medio de todas las olas y periodo medio de las olas significativas, ambos en centésimas de segundo.

Las observaciones mareográficas del Puerto del Musel fueron complementadas con una serie temporal obtenida en Santander. No existe, prácticamente, coincidencia en el tiempo de las series (figura 3-2) y, además, no se dispone de un registro simultáneo de parámetros climáticos, ya que la estación meteorológica más cercana a nivel del mar se encuentra en Parayas, y el Observatorio Meteorológico está emplazado en la zona alta de la ciudad. Sin embargo, a pesar de no poderse realizar un estudio igual al de las estaciones del Puerto del Musel, la inclusión de las observaciones de esta estación auxiliar está justificada por dos razones. Por una parte, está situada en un emplazamiento de características batimétricas a nivel regional distintas, lo que permite generalizar el estudio que se realiza en este trabajo. Además, Santander es la estación más cercana a Gijón incluida en el banco de datos RLR del PSMSL, base principal del estudio del nivel medio a partir de medias mensuales.

Para este estudio disponemos de las observaciones obtenidas entre el 1 de enero de 1988 y el 13 de diciembre de 1989. El mareógrafo fue instalado en 1947 por el Instituto Español de

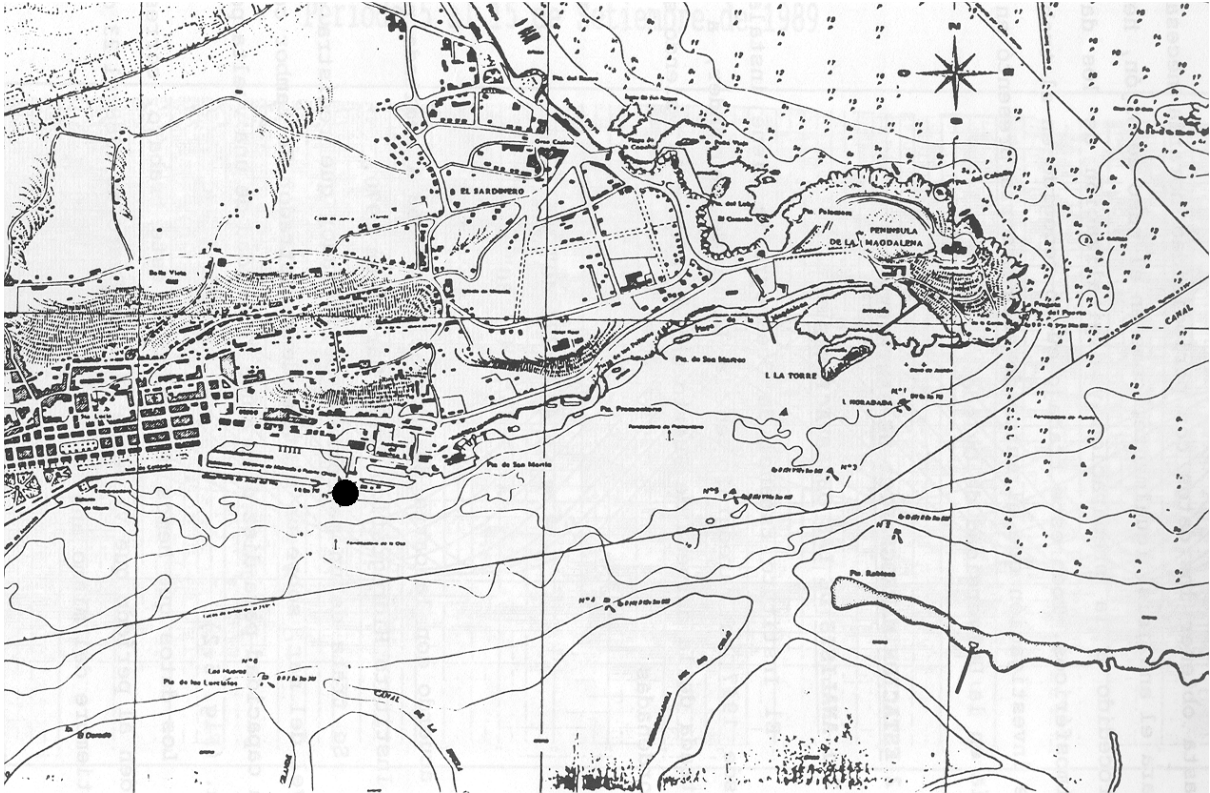


Figura 3-4: Puerto de Santander dentro de la bahía y localización de la estación.

Oceanografía y está situado en la Bahía de Santander, a la entrada de la dársena de Puerto Chico (figura 3-4), siendo sus coordenadas

$$\varphi = 43^{\circ} 27' 40'' N$$

$$\lambda = 03^{\circ} 47' 30'' W$$

Las observaciones del puerto de Santander fueron obtenidas con un mareógrafo de flotador, que registra el nivel del mar sobre un sistema de registrador de tambor con una capacidad para 10 días por banda, bandas que fueron digitalizadas [45] con un periodo de discretización horario, por lo que no presentan perturbaciones de alta frecuencia y no es necesaria una discretización menor de las observaciones. Sin embargo, es claro que las observaciones fueron corregidas de errores groseros, y que se estudió la interpolación de lagunas de las mismas.

3.2.2 Observaciones meteorológicas

Por otra parte, para poder analizar los desplazamientos verticales del océano no originados por las fuerzas de mareas, es necesario disponer del mayor número posible de información sobre parámetros meteorológicos. La obtención de parámetros climáticos es uno de los mayores problemas que hemos encontrado para formar la base de datos global, debido a la gran diversidad de fenómenos meteorológicos a considerar. A lo anterior se une la necesidad de disponer de datos horarios, ya que el estudio de las interacciones océano-atmósfera se realiza a partir de los residuos horarios obtenidos una vez apodizada la marea oceánica. Esto no siempre ha sido posible, ya que en muchos casos la toma de datos no está automatizada y los organismos responsables proporcionan solamente información a horas sinópticas de observación meteorológica.

La procedencia de los datos meteorológicos para la formación de la base de datos (figura 3-5) ha sido muy diversa. Por un lado, hemos dispuesto de datos de presión atmosférica, temperatura, dirección e intensidad media y máxima del viento, precipitación y humedad relativa cedidos por la Junta del Puerto y por el Observatorio Meteorológico de Gijón. Por otro, el Instituto Meteorológico Nacional nos ha proporcionado datos tanto de los parámetros anteriores como de otros parámetros (nubosidad y altura de nubes) en la estación de Gijón. En algunos casos ha sido, además, necesaria la digitalización o la reducción al nivel del mar si los datos no han sido tomados en la estación mareográfica o si éstos no están en formato digital.

Las observaciones de presión atmosférica han sido obtenidas de dos fuentes distintas. Por una parte, hemos dispuesto de bandas de presión correspondientes a un barógrafo aneroide y, por otra, disponemos también de observaciones horarias en formato digital obtenidas en el puerto.

Las bandas de presión fueron digitalizadas tomando un intervalo de discretización de 1 hora para el periodo comprendido entre el 1 de octubre de 1990 y el 15 de diciembre de 1991 (figura 3-6). Esta digitalización se ha realizado con el programa DIBAS (A.G. Camacho, comunicación personal) y ha sido llevada a cabo en nuestro centro; este programa genera, además, ficheros en código ASCII, estando los datos expresados en décimas de milímetro. Durante el proceso de digitalización se produjeron variaciones del origen del sistema de referencia, que fueron posteriormente corregidas. La transformación de unidades de digitalizadora a milímetros de mercurio, efectuando además una transformación de coordenadas esféricas a lineales, se ha realizado con

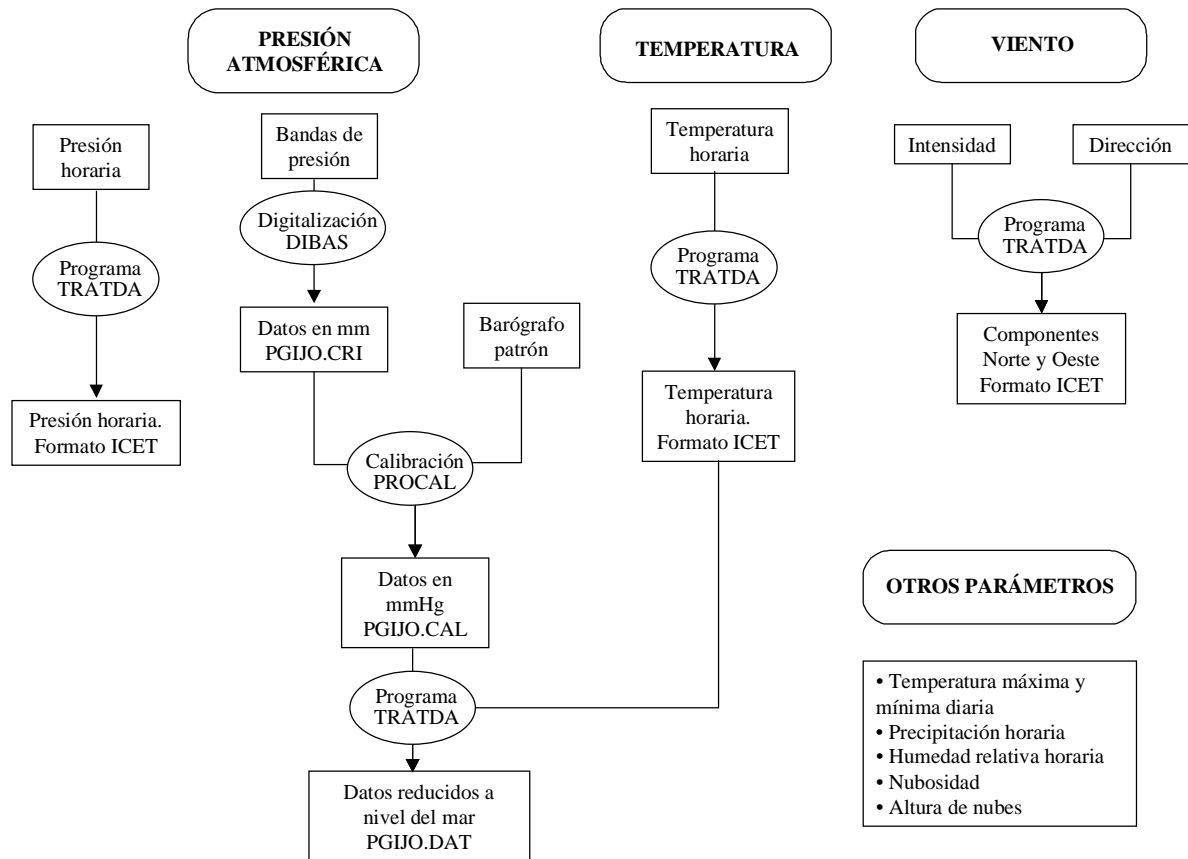


Figura 3-5: Estructura de la base de datos meteorológica.

el programa PROCAL, que hemos desarrollado al efecto [107]. Además, el barógrafo registrador ha sido comparado con un barómetro de mercurio patrón a intervalos de, aproximadamente, 6 horas. Por otra parte, el instrumento al que corresponden las bandas está situado a una altura de 9.826 metros, siendo necesario, pues, reducir los datos al nivel del mar, lo que se ha realizado mediante el programa TRATDA, con la ayuda de la temperatura atmosférica. Un esquema de este proceso se representa en la figura 3-5.

Adicionalmente a las observaciones anteriores de series discretizadas, también hemos dispuesto de observación cada 10 minutos de presión atmosférica, obtenidas en el puerto desde el 30 de octubre de 1991 al 12 de noviembre de 1994, que fueron cedidas por la Junta del Puerto. Debido a la situación de la estación, no ha sido necesaria una reducción al nivel del mar, aunque sí una transformación a formato internacional de mareas, tras la discretización horaria.

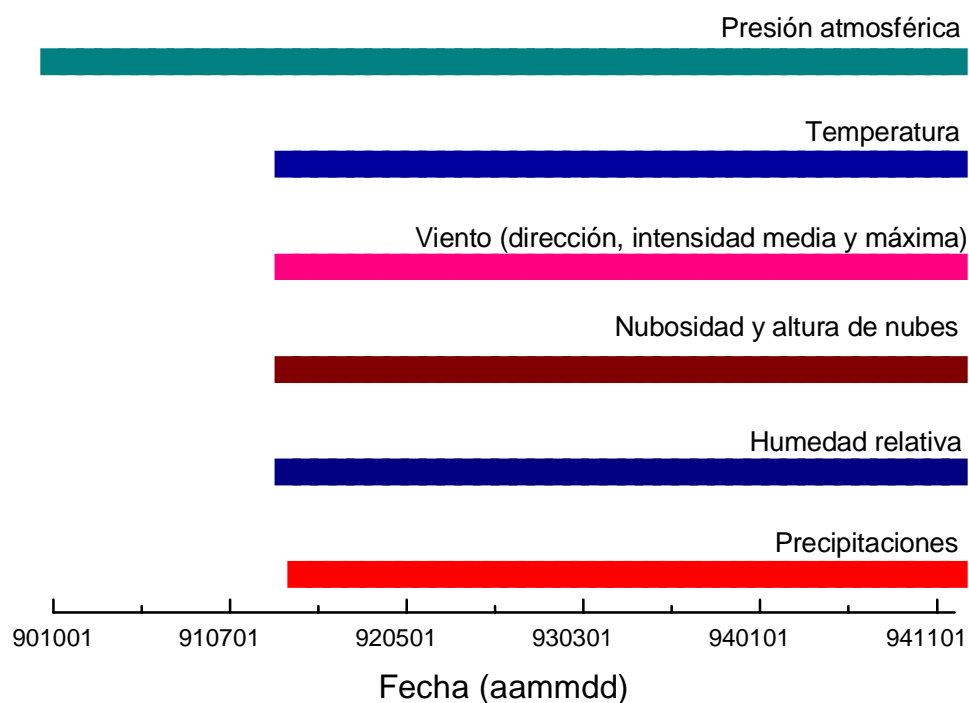


Figura 3-6: Extensión temporal de las observaciones meteorológicas.

La precisión de estas observaciones es de ± 0.1 milibares. Las observaciones horarias de presión presentan una variación media anual de más de 60 mb.

La Junta del Puerto, mediante sensores calibrados instalados en el Musel y cubriendo gran parte de las observaciones mareográficas, también obtuvo medidas cada 10 minutos de otros parámetros meteorológicos durante el intervalo comprendido entre el 30 de octubre de 1991 y el 12 de noviembre de 1994 (figura 3-6). Fue necesaria una transformación del formato en que nos fueron proporcionados al formato estándar de marea, lo que se realizó con el programa TRATDA. Los parámetros cedidos por este organismo fueron temperatura, dirección e intensidad media y máxima del viento, precipitaciones y humedad relativa. En concreto, la precisión de las observaciones de temperatura es $\pm 0.01^\circ\text{C}$. Los registros de temperatura muestran una variación estacional de unos 25°C y una componente diurna S_1 de más de 2°C , amplitudes no muy grandes y rangos extremos de variación diaria en torno a 15°C , como es típico de la costa norte de la Península Ibérica.

Por otra parte, las observaciones de intensidad del viento poseen una precisión de ± 1 mm/s y la dirección, dada desde el Norte y en sentido retrógrado, de un grado sexagesimal. Además, estos parámetros fueron reducidos a sus componentes en las direcciones norte y oeste (figura 3-5).

Los valores de las precipitaciones se refieren a valores acumulados en el periodo de medida y su precisión es de ± 1 centésima de mm. Y, finalmente, la humedad relativa observada es el valor instantáneo en el momento de la toma del dato, y la precisión de la observación de centésimas de tanto por ciento.

Así mismo, el Instituto Nacional de Meteorología nos proporcionó observaciones de presión, temperatura, dirección e intensidad del viento, nubosidad, clase de nubes y altura de las nubes bajas y precipitación de los años 92 y 93 (figura 3-6). Además, se incluyen temperaturas máximas y mínimas diarias e intensidad máxima del viento diaria. Estas observaciones, en formato SYNOP, fueron obtenidas a las horas sinópticas de observación, en cinco intervalos diarios no equidistantes: a las 6, 9, 12, 15 y 18 horas. Mostraron gran utilidad para la reducción de observaciones. La altura de las nubes bajas está expresada en metros y la nubosidad total viene dada en octavos.

3.3 Eliminación de las perturbaciones de alta frecuencia. Discretización de las series del Puerto del Musel

Las perturbaciones de alta frecuencia son, quizás, junto con la marea, las variaciones de nivel más espectaculares de la superficie libre del océano, debido a la magnitud que pueden alcanzar estas oscilaciones. A diferencia de los fenómenos de marea, estos desplazamientos de las masas de agua no se manifiestan todos ellos como una función continua del tiempo. Por otro lado, aunque tienen lugar en todo el espacio y durante intervalos de tiempo de muy diferente longitud, tanto su periodo como su amplitud son variables, dependiendo de las fuerzas que los originan y de las condiciones locales. Así, en días de calma el oleaje es prácticamente inapreciable, durante temporales puede superar los 14 m de altura debido tanto a la fuerza del viento como a las interacciones con el fondo y existen tsunamis que alcanzan los 20 m en zonas próximas a la costa.

Distintas fuerzas perturbadoras originan los desplazamientos periódicos de alta frecuencia de la superficie libre del océano, como pueden ser el viento, variaciones de densidad o movimientos bruscos de la corteza. La acción del viento ocasiona un movimiento de las partículas, debido, principalmente, a la transferencia de energía de la atmósfera al océano, al rozamiento de ésta con la superficie libre, a la fuerza restauradora de la gravedad interna de la Tierra y a la fricción con el fondo. Aunque se trata de un fenómeno superficial, sus efectos se pueden detectar en capas más profundas. Sus características varían en función de la batimetría y según actúe la fuerza que las ocasiona instantánea o continuamente. Las perturbaciones de mayor amplitud están originadas normalmente por fuertes temporales, movimientos sísmicos o desprendimientos de rocas o hielos en el litoral. Aún sin darse demasiado frecuentemente tienen gran importancia, puesto que pueden ocasionar grandes catástrofes en zonas próximas a la costa. Se producen también ondas de gravedad internas, debido a diferencias de densidad en las capas inferiores del océano. Finalmente, las ondas de mayor frecuencia que se originan en el océano son las ondas capilares, siendo además su amplitud muy pequeña.

En la propagación de las perturbaciones de frecuencia superior a la de marea intervienen distintos factores, como fuerza generadora, amplitud y longitud de onda o profundidad de la cuenca. Además, debido a la complejidad de las múltiples interacciones y, en algunos casos, a la falta de información sobre los parámetros que intervienen en la formación de los distintos fenómenos, su modelización para una posterior predicción resulta prácticamente imposible.

Los equipos instalados en el Puerto del Musel, con los que se han obtenido las observaciones principales utilizadas en este trabajo, tienen una frecuencia de toma de datos de dos segundos, permitiendo, por lo tanto, analizar las perturbaciones de alta frecuencia, a excepción de las ondas capilares. La eliminación de éstas de la señal mareográfica antes de realizar un análisis de marea para su modelización y apodización resulta necesaria, en orden obtener una mayor precisión en la determinación de las constantes armónicas. A pesar de la complejidad de la modelización de estos fenómenos, es posible su eliminación efectuando un análisis de frecuencia y un filtrado posterior. Su eliminación del registro mareográfico obtenido se lleva a cabo mediante la aplicación de filtros paso bajo, quedando intactas otras frecuencias, dentro del orden de precisión de las observaciones.

Al estar Gijón situado en una cuenca abierta, las perturbaciones de alta frecuencia son

de gran magnitud; debido al periodo de discretización pueden ser detectados en las series de observación. La amplitud de estas perturbaciones es muy variable. Aunque, en término medio, es del orden de 10 cm, en días de calma es prácticamente inapreciable y en días de temporal su altura ha superado el metro a lo largo de la serie de observación. Esto puede observarse en las figuras 3-7, 3-8 y 3-9, donde se representan los datos obtenidos en la estación B1 cada 2 segundos en los días 17 de agosto, 6 de septiembre y 4 de noviembre de 1991, respectivamente. En el primero de estos días se puede observar el oleaje medio de la estación B1 a lo largo de la serie de observación; el segundo corresponde a oleaje apenas detectable, mientras que en el tercer día el oleaje es de amplitud considerable, siendo además esta amplitud variable.

El análisis de Fourier de las observaciones se ha efectuado mediante el programa FUMAG [8] y en las mismas figuras se presentan los espectros correspondientes al análisis de los tres días elegidos como representativos. No se aprecian periodos superiores a 22.5 s, que corresponden a los valores extremos teóricos establecidos de hasta 14 s para las olas de viento y 23 s para el mar de fondo. En estas gráficas se pone de manifiesto, además, que en días de temporal el periodo de las perturbaciones de alta frecuencia significativas es mayor que en días de calma.

Por otra parte, en las observaciones mareográficas del Puerto del Musel fueron, así mismo, detectadas oscilaciones libres en el interior del puerto, con amplitud decreciente debido a la fuerza elástica restauradora [45]. Estas ondas internas están asociadas a fenómenos meteorológicos extremos y su efecto se deja sentir principalmente en la estación E2. Fueron eliminadas de forma conjunta con las perturbaciones de alta frecuencia.

Al efectuar el análisis de la señal se ha observado que no existen armónicos de amplitud significativa entre los propios de las perturbaciones de alta frecuencia y las oscilaciones libres arriba indicadas y los octodiurnos de marea. Por lo tanto, es posible la eliminación del oleaje, una de las principales fuentes de ruido. El filtro óptimo que realiza este proceso [45] es una simple media móvil 151, que elimina los periodos inferiores a 10 minutos y 4 segundos; el filtrado se ha efectuado con el programa PMMPRES, descrito anteriormente.

La media móvil, técnica ampliamente empleada tanto para la predicción como para el filtrado en series temporales, es un método no paramétrico, ya que no se presta atención a la estructura estocástica de la población de la que se han extraído las observaciones [11]. Este procedimiento puede concebirse como el resultado de ajustar una tendencia lineal a cada n puntos consecutivos

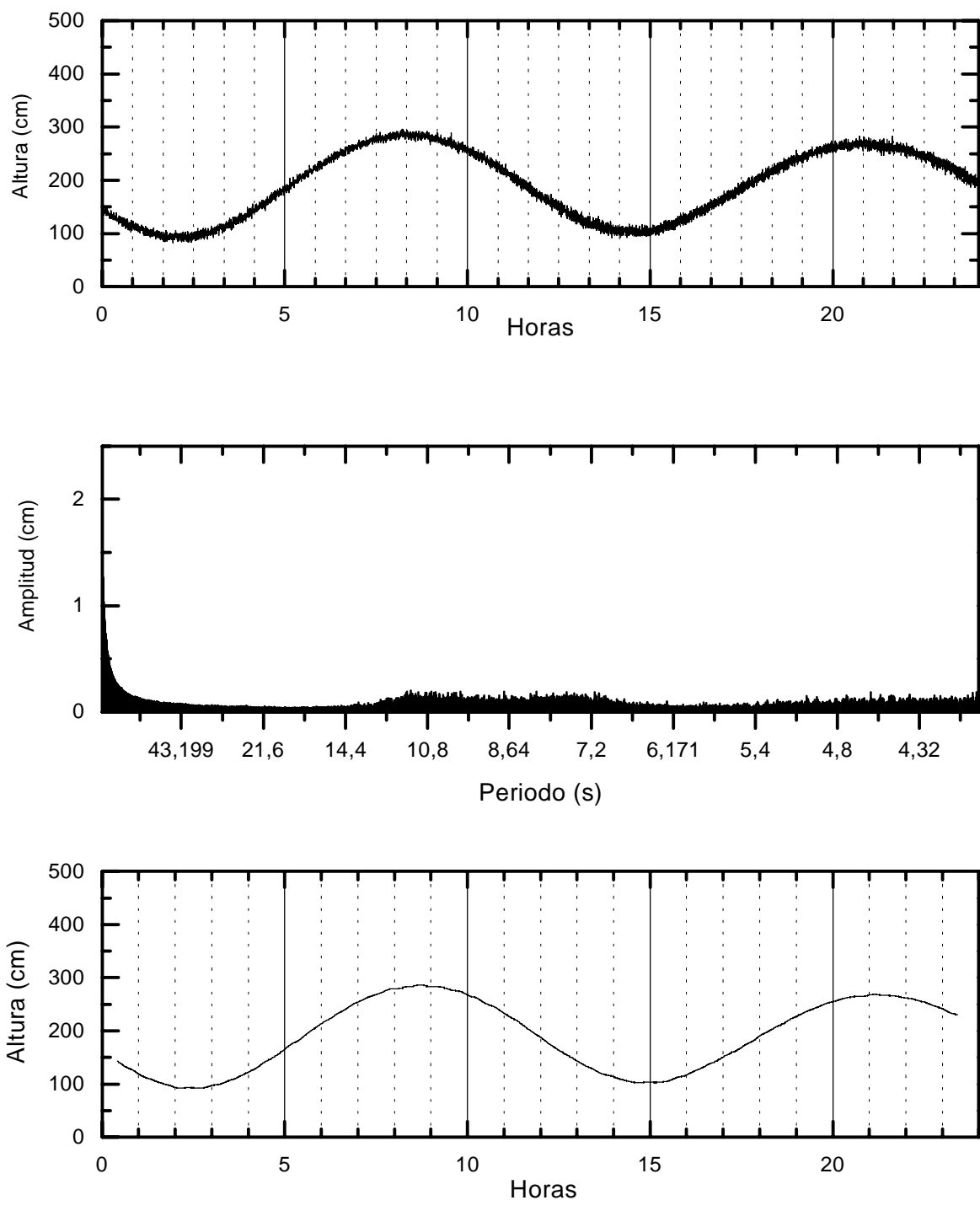


Figura 3-7: Observaciones realizadas en la estación B1 el día 17 de agosto de 1991, su espectro de potencia y los valores filtrados.

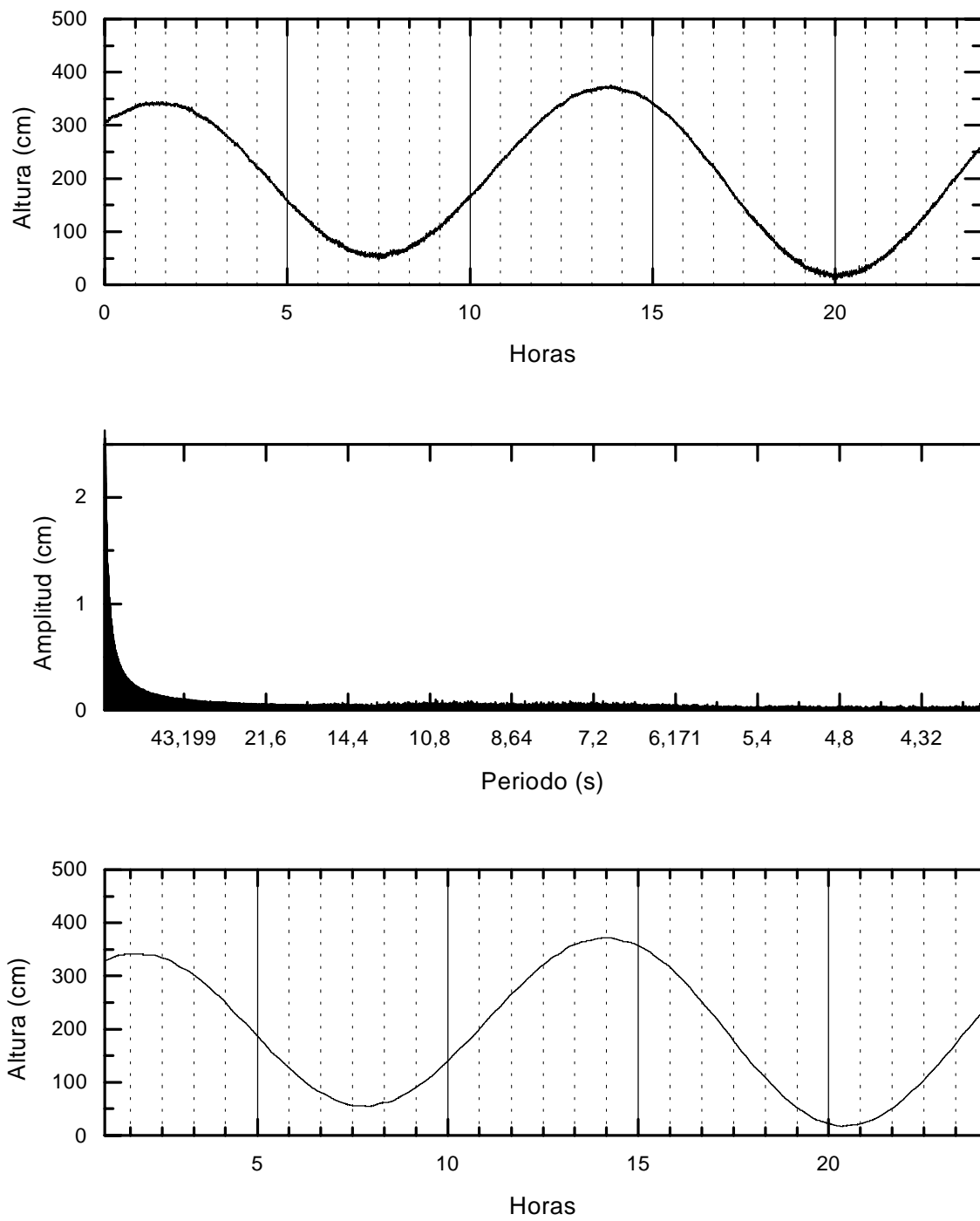


Figura 3-8: Observaciones realizadas en la estación B1 el día 6 de septiembre de 1991, su espectro de potencia y los valores filtrados.

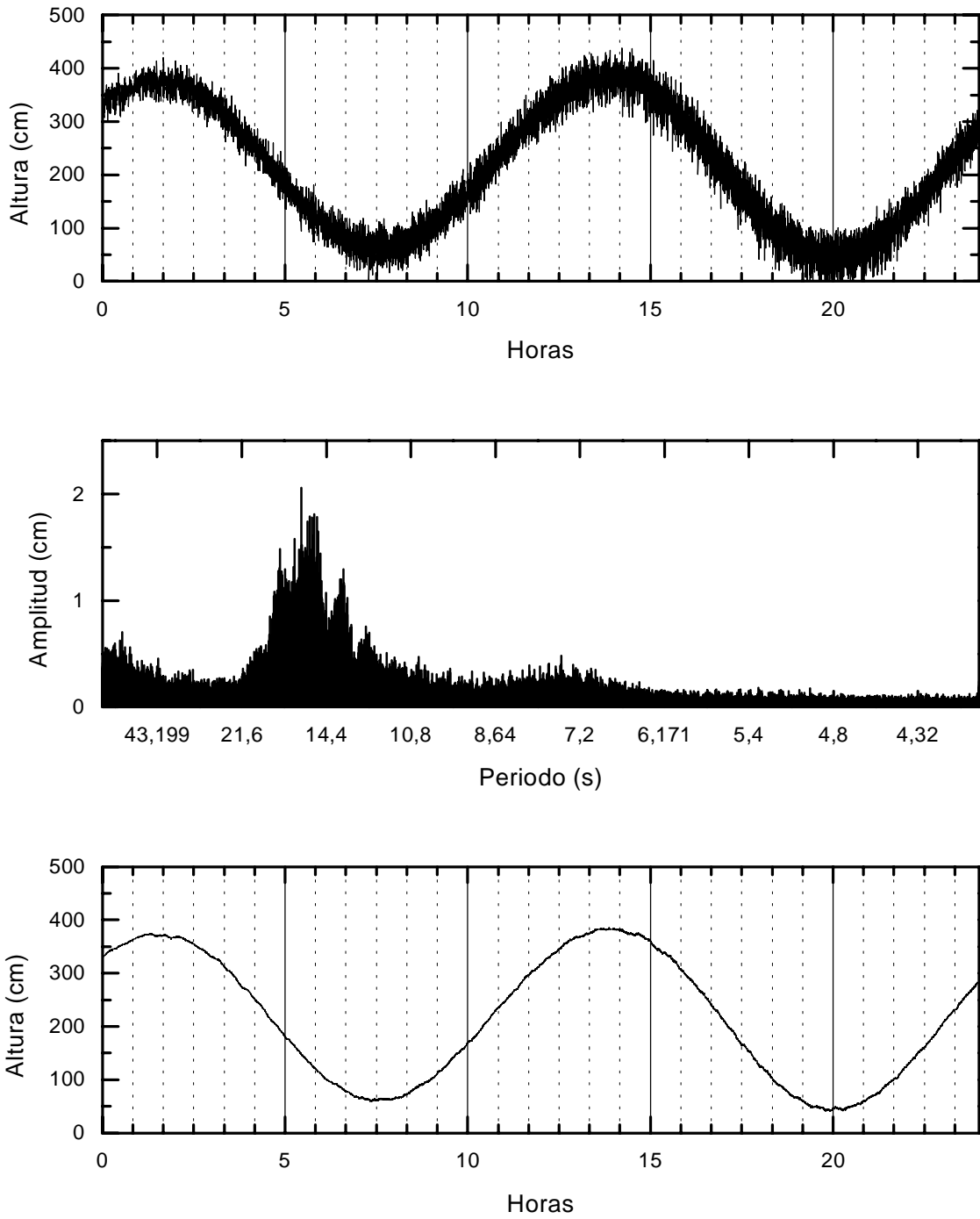


Figura 3-9: Observaciones realizadas en la estación B1 el día 4 de noviembre de 1991, su espectro de potencia y los valores filtrados.

de la serie temporal y tomar en cada ajuste únicamente el punto central de la recta para “alisar” la serie original [200]. La base teórica de la media móvil está en los resultados obtenidos por Wold en 1938, que demostró que todo proceso estocástico débilmente estacionario (media y varianza constantes, covarianza constante, pero igual para los mismos incrementos de t) de media 0, z_t , que no contenga componentes deterministas, se puede escribir como una función lineal de variables aleatorias incorreladas $\{a_t\}$

$$\tilde{z}_t = a_t + \psi_1 a_{t-1} + \psi_2 a_{t-2} + \dots$$

para cada instante t y donde a_t es un proceso de ruido blanco, es decir, su esperanza es cero, su varianza es constante y a_t y a_{t-k} están incorreladas para cualquier k [209]. Debido a que la señal mareográfica se puede considerar, para intervalos no grandes de tiempo, como un proceso débilmente estacionario y que se puede suponer que el oleaje es ruido blanco, parece adecuado aplicar un filtro media móvil.

Sin embargo, se debe elegir una longitud del mismo, ya que no existe un único método de media móvil, sino tantos como número de términos considerados. La elección de 151 datos como longitud del filtro se debe a que mejora sustancialmente los errores cuadráticos medios de los análisis de marea, elimina únicamente las frecuencias que parecen estar identificadas, la distorsión en amplitud de los armónicos de marea es inferior a la precisión de las observaciones y, al ser realizado el filtrado por el programa de lectura de los archivos originales del sistema de adquisición de datos, se introduce un menor desfase al realizar posteriormente la discretización. El resultado obtenido al aplicar este filtro a algunos días elegidos de la serie B1 puede observarse en las figuras 3-7, 3-8 y 3-9. Los análisis de frecuencia de los resultados obtenidos tras la aplicación de este filtro y los análisis posteriores mínimos cuadrados confirman la idoneidad del filtro elegido, a pesar de su simplicidad.

Para ilustrar la necesidad de esta etapa, hemos comparado los datos cada 2 segundos obtenidos el 4 de noviembre de 1991 en la estación B1 con un intervalo de discretización horaria antes y después del filtrado de las altas frecuencias (figura 3-10). En esta gráfica se pone de manifiesto que, la obtención de un modelo de marea antes de eliminar las altas frecuencias supone un mayor error en la determinación de las constante armónicas, perdiéndose por lo

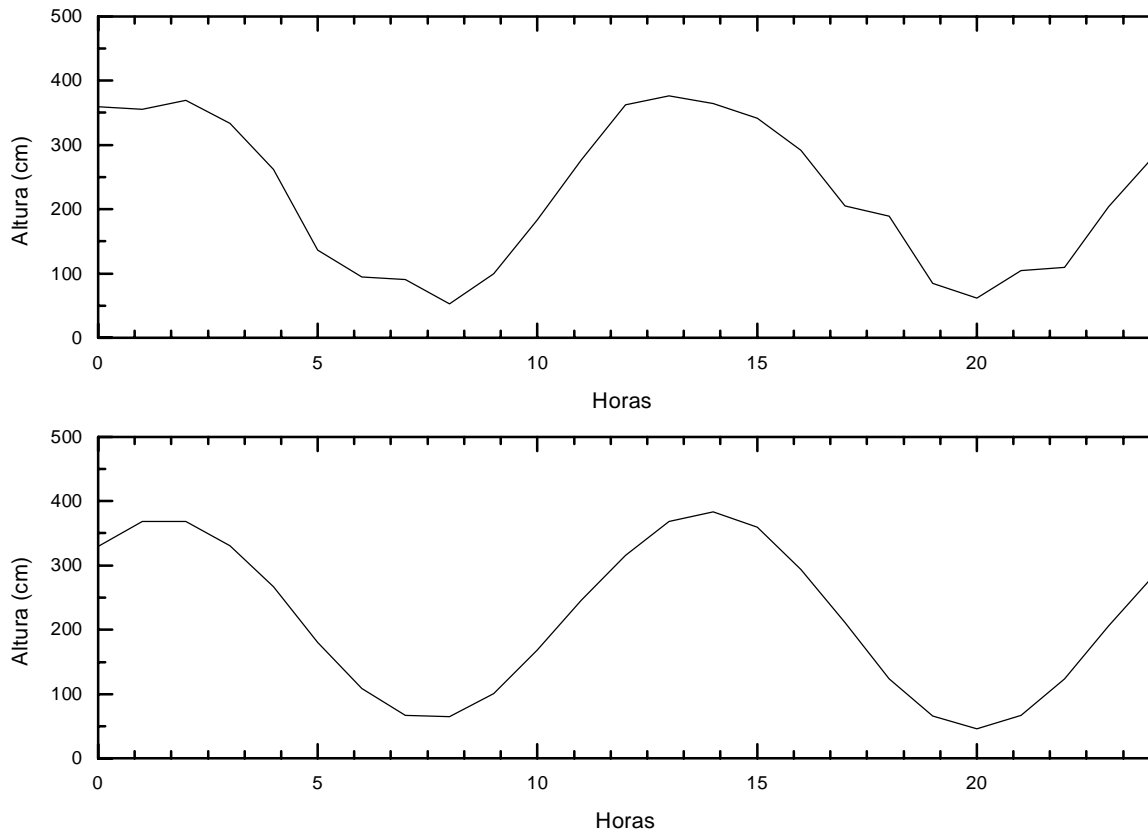


Figura 3-10: Discretización horaria antes y después del filtrado de las altas frecuencias.

tanto, precisión en la determinación del nivel medio. Como puede observarse, a pesar de que el registro no ha sido obtenido en condiciones de temporal, la magnitud de los desplazamientos verticales de alta frecuencia es considerable, sufriendo fuertes variaciones con el tiempo.

El siguiente paso es la discretización de la serie obtenida. Según el conocido resultado, si se quieren separar en la señal los periodos superiores a T , entonces el periodo de discretización debe ser menor que $T/2$. Como las componentes de menor periodo que se pueden separar en marea oceánica son las octodiurnas, es suficiente un periodo de discretización de 1.5 horas. Además, eligiendo una observación cada 0.5 horas no se obtiene mayor precisión en la determinación de las constantes armónicas, aumentándose por el contrario el tiempo necesario para realizar el análisis [174]. Por lo tanto, hemos elegido un intervalo de discretización de una hora.

3.4 Detección de errores groseros. Interpolación de lagunas

Durante el proceso de toma de datos se pueden producir problemas asociados al mantenimiento del sensor, como por ejemplo, el cambio periódico de los discos del sistema, calibraciones del sensor o fallos en el sistema de alimentación. Debido a esto, se pueden encontrar en la serie mareográfica bruta diversos datos erróneos y lagunas, siendo necesario, por lo tanto, en la etapa de preproceso la detección de los errores groseros y la interpolación de interrupciones en la serie, si fuese posible. La corrección de los errores groseros se ha efectuado después de comprobar que existía una evidencia del mal funcionamiento del sensor, para no distorsionar o eliminar desplazamientos verticales que correspondan a otros efectos perturbadores de la superficie libre del océano. La interpolación de lagunas, cuando sea posible, es una etapa primordial, debido a la necesidad de tener una serie continua de la mayor longitud posible, tanto para obtener mayor número de componentes, ampliándose el rango de frecuencias que pueden ser discriminadas en el análisis de Fourier, como para la determinación del nivel medio del océano.

En esta primera etapa se localizaron en las distintas series diversos tipos de anomalías, que por sus características, no parecían corresponder a perturbaciones del océano. Uno de los problemas encontrados fueron errores en tiempo, causados por la utilización de distintas escalas artificiales de tiempo en un mismo registro, originando desfases en los constituyentes de marea. Este tipo de errores se puede solucionar con el programa DESP [45], que efectúa la corrección de los errores en tiempo asignando TU a todas las lecturas horarias. Aún así, no siempre ha sido posible la corrección de este tipo de problemas, habiéndose tenido que eliminar datos. Otro problema, específico de las estaciones B1 y E3, deriva de la instalación del sensor y está debido a que en periodos de marea excepcionalmente bajas o de oleaje excepcionalmente fuerte, el sensor queda por encima de la superficie instantánea del océano, perdiéndose los datos correspondientes a los mínimos. Además, la respuesta del sensor para una capa de agua de poco espesor es no lineal, por lo que los datos obtenidos son erróneos. Estos datos han sido interpolados, ya que la interrupción y la deformación ocasionadas tienen, generalmente, una longitud que ha permitido la corrección por este procedimiento. Un tercer problema, encontrado durante el mes de enero de 1992, ha sido la existencia de una bajada brusca de los últimos 3 datos de cada fichero de datos, siempre de la misma magnitud, no correspondiendo además estos tres datos a ninguna hora. Este problema está, pues, ocasionado por un error en el sistema

de adquisición de datos y estos valores no resultan válidos. Se ha solucionado desarrollando el programa SDGM a partir del programa de selección de datos horarios para que detecte este error y lo corrija automáticamente.

La detección de errores groseros se efectúa normalmente mediante un programa, llamado MT36, desarrollado en el ICET (International Center of Earth Tides), basado esencialmente en la aplicación de dos filtros sobre intervalos de 48 horas. Este programa aplica, en primer lugar, el filtro mínimos cuadrados DM47 de De Meyer, que elimina las frecuencias superiores a 0.15 ciclos/hora, equivalentes a los periodos inferiores a $T = 6.66$ horas, periodo inferior al de las tercio diurnas. Calcula así la diferencia entre valores observados l_i y filtrados l_i^{DM} , estimando la magnitud de los errores. En segundo lugar, el programa MT36 determina el nivel de ruido y el valor de las correcciones de deriva por el método de Lecolazet, aplicando su filtro $Z_{1/2}^5 : [Z_{1/2}^5 Z^6 (Y_3 - Y_0/2)]$, que elimina todas las ondas de marea y la deriva instrumental, opcionalmente, basándose en las propiedades de selectividad de las combinaciones lineales de coordenadas. La interpolación de lagunas de una o dos horas se puede, asimismo, efectuar aplicando este método. Pero para interrupciones de más horas, este método no es apropiado.

Tanto el método de De Meyer, como otros métodos estándar que se utilizan en la detección de errores, como el de Nakai o Labrouste, están planificados para mareas terrestres, donde las componentes significativas de menor periodo son las tercio diurnas, eliminando sólo periodos mayores que estos. En mareas terrestres no son significativas las interacciones no lineales, ya que debido a que la Tierra sólida se comporta como un medio infinito, el efecto de las discontinuidades de Conrad y Mohorovich es prácticamente inapreciable. Sin embargo, sí que es apreciable el efecto oceánico indirecto y la resonancia con el núcleo. Pero en el océano, debido a la discontinuidad existente en el límite entre éste y el fondo, tienen lugar armónicos en nuevas frecuencias, amplificándose además los ya existentes. Esto se puede observar al realizar un análisis de Fourier del residual obtenido $l_i - l_i^{DM}$, ya que se aprecian claramente dos periodos que no han sido eliminados, y que corresponden a las componentes cuartodiurnas y a las sextodiurnas (figura 3-11). Por lo tanto, se puede concluir que estos métodos no son pues óptimos para la detección de errores en mareas oceánicas.

Además, las condiciones de los modernos Sistemas de Adquisición de Datos (DAS) permiten unos menores periodos de discretización, que actualmente se sitúan entre los 2 segundos y los

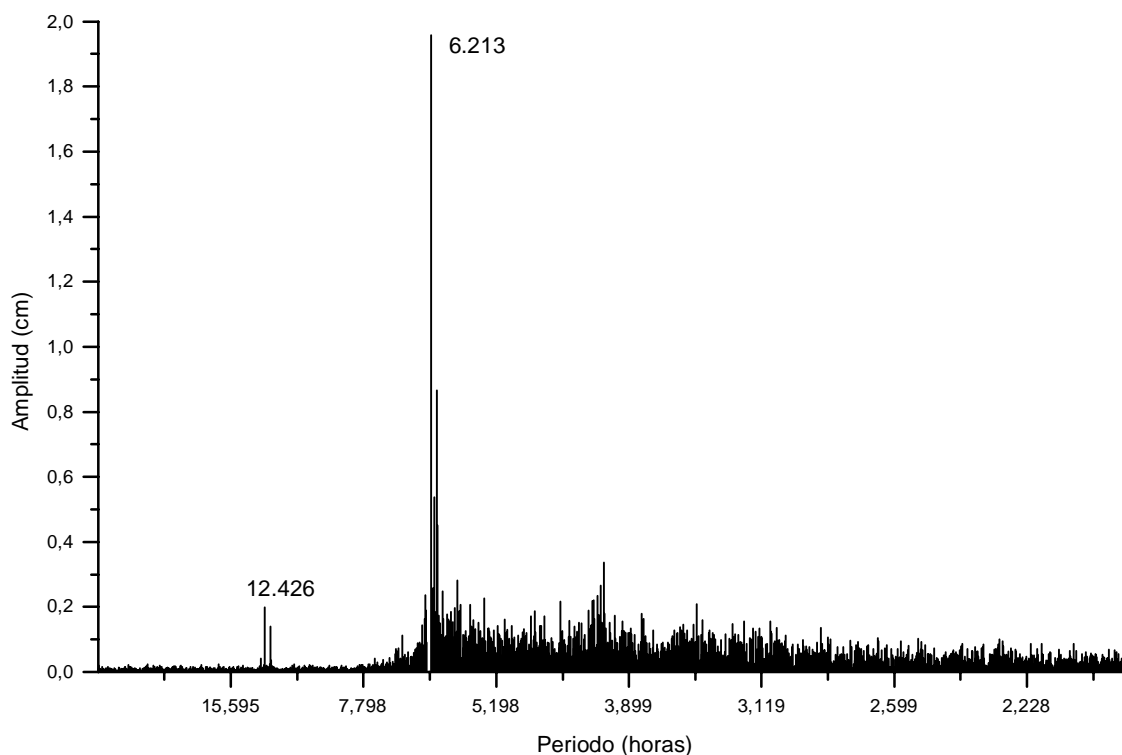


Figura 3-11: Espectro de potencia de los residuales obtenidos con el programa MT36.

10 minutos, siendo anteriormente de 1 hora o, como máximo, de 0.5 horas, al ser registros normalmente analógicos. Esta circunstancia posibilita la obtención de mejores resultados en la interpolación de lagunas que los obtenidos con los filtros de De Meyer o Nakai, a partir de la aplicación de métodos numéricos que utilicen las nuevas características de las series.

Sobre la base de lo anteriormente descrito, se han desarrollado y contrastado un conjunto de programas de interpolación numérica mediante un ajuste a una función polinomial de grado variable. A este respecto, el primer problema planteado es la determinación del número de datos que se utiliza para la aproximación y del grado del polinomio, para lo que nos hemos apoyado en la expresión del desarrollo armónico del potencial astronómico de mareas, relación que debe verificar teóricamente la componente de mareas. La determinación de estos parámetros y contrastación del método se ha realizado interpolando un gran número de interrupciones creadas artificialmente.

Destacamos que el proceso seguido ha variado en función de la longitud de la interrupción: para interrupciones de poca longitud nos hemos basado en datos horarios simétricos respecto a la interrupción y para interrupciones de mayor longitud, hemos considerado datos obtenidos a partir de un mayor periodo de discretización, lo que se justifica en base a las componentes de periodo mayor al diurno contenidas en la señal mareográfica. Por otra parte, al considerar el océano se observan desplazamientos verticales de su superficie de gran magnitud como consecuencia del efecto estático de variaciones de presión atmosférica, desplazamientos que son eliminados previamente a la interpolación considerando un factor empírico obtenido mediante análisis de regresión, aunque los resultados no son los deseables si se elimina este efecto de forma no precisa.

3.4.1 Interpolación de observaciones mareográficas. Método IMCA

Las variaciones temporales de la superficie del océano están ocasionadas por numerosos fenómenos de gran complejidad, aunque las de mayor magnitud en zonas costeras se deben a la componente vertical de la fuerza de mareas. Por otra parte, los desplazamientos inducidos por el efecto estático de las variaciones de presión y, en menor medida, por otros fenómenos atmosféricos y geodinámicos, se pueden expresar como una función continua del tiempo. Esta es la base del método de interpolación numérica de mínimos cuadrados que hemos desarrollado.

Aunque encontrar una función que represente bien las observaciones es un problema sumamente complejo, hemos buscado un polinomio de grado bajo que se ajuste bien a los datos. En este caso, el problema está en determinar el número de datos que se toma para realizar el ajuste y el grado del polinomio, así como en estimar el error que se comete. Consideramos que, a partir de un número par n de observaciones $(t_i, y_i)_{i=1, \dots, n}$, donde t_i es el instante de la observación e y_i es la ordenada obtenida experimentalmente, queremos determinar los coeficientes de un polinomio de grado k

$$p(x) = a_0 + a_1t + a_2t^2 + \dots + a_k t^k$$

que aproxime las observaciones. Podemos suponer que para $i = 1 \dots n$ se debe verificar

$$p(t_i) = a_0 + a_1t_i + a_2t_i^2 + \dots + a_k t_i^k = y_i + \varepsilon_i$$

donde ε_i es una variable que contiene las imperfecciones de la aproximación finita de la curva registrada y los errores de observación y que, en primera aproximación, se puede considerar aleatoria. El sistema de ecuaciones anterior se puede escribir como

$$Aa' = y' + \varepsilon'$$

donde $a' = (a_0, a_1, \dots, a_k)^t$, $y' = (y_1, \dots, y_n)^t$, $\varepsilon' = (\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_n)^t$ y A es la matriz de orden $n \times (k+1)$

$$A = \begin{pmatrix} 1 & t_1 & t_1^2 & \dots & t_1^k \\ 1 & t_2 & t_2^2 & \dots & t_2^k \\ \dots & & & & \\ 1 & t_n & t_n^2 & \dots & t_n^k \end{pmatrix}$$

Se trata de obtener una solución mínimos cuadrados de este sistema, teniendo que resolver las siguientes ecuaciones normales [116]

$$A^t A a' = A^t y'$$

La matriz $A^t A$ es una matriz simétrica y definida positiva, ya que es de rango completo. Luego $A^t A$ es invertible y la solución del sistema, formada por los coeficientes del polinomio de aproximación, está dada por

$$a' = (A^t A)^{-1} A^t y'$$

Para la determinación del grado del polinomio de interpolación habitualmente se aplica un test de hipótesis, basado en el error cuadrático medio y la varianza obtenidos en la resolución del sistema. Si s_{k-1}^2 es la varianza de la aproximación por un polinomio de grado $k-1$ y s_k^2 es la varianza obtenida aproximando por un polinomio de grado k , el cociente [25, 116]

$$\frac{(n-k)s_{k-1}^2 - (n-k-1)s_k^2}{s_k^2} \quad (3.2)$$

se distribuye según la función F de Snedecor con grados de libertad 1 y $n-k-1$. Por lo tanto,

para la determinación del grado del polinomio, se calcula este cociente, tomándose el polinomio de grado $k - 1$ si el valor que se obtiene es menor que el de la distribución F con un nivel de significación $\alpha = 0.001$.

La elección del número de datos n en que se basa la estimación, es realizada generalmente en base únicamente de los desplazamientos ocasionados por la fuerza derivada del potencial astronómico de mareas, no sólo por ser los de mayor magnitud, sino también porque la componente de mareas es desarrollable en serie de armónicos esféricos, siendo posible su predicción. Esto no supone, en principio, pérdida de generalidad del método, ya que las otras componentes de la señal o son filtradas antes de esta etapa o bien un proceso iterativo permite minimizar el error cometido por este hecho. Por lo tanto, el número de datos que se toma es el que completa un ciclo en las componentes principales de la señal. Si consideramos una sucesión de lecturas horarias, la forma que adoptan estas lecturas está determinada por las bandas diurna y semidiurna, mientras que si seleccionamos lecturas diarias, existe una clara influencia de las componentes mensual y semimensual del desarrollo armónico. En esto se basa nuestra elección de una discretización diaria equidistante [117], que posibilita la reconstrucción de interrupciones de hasta varios días, permitiéndose el enlace de lecturas horarias aisladas de una misma estación, la detección de desfases en tiempo, discontinuidades u otro tipo de errores no detectados por métodos clásicos. La segunda posibilidad es realizar el ajuste en base a un número no muy alto de datos, que representa un intervalo pequeño de la curva de mareas.

El test de hipótesis descrito anteriormente para determinar el grado del polinomio corresponde al grupo de los contrastes paramétricos, pero otro procedimiento que se puede seguir para la aceptación del modelo, basado en tests no paramétricos, es la determinación de los parámetros a partir del análisis de los residuos o residuales. Posteriormente, se puede comprobar la bondad del ajuste por medio de un contraste de la χ^2 sobre la condición de aleatoriedad de la variable ε , o contrastación de la hipótesis de normalidad de los residuales. Estos residuos no son más que medidas de la discrepancia entre el valor estimado de la variable de respuesta y los valores observados. Estos valores, así como estadísticos derivados de ellos, nos pueden proporcionar una gran cantidad de información sobre la bondad y adecuación del modelo. Sin embargo, al considerar los residuos como medida de conveniencia nos encontramos con que no existe una definición única y adecuada para todos los análisis. En este trabajo se va a considerar

el residuo "puro", obtenido al restar el valor observado y el ajustado bajo el modelo desarrollado. Y los estadísticos considerados son la media, la desviación típica y el error cuadrático medio cometido en la aproximación, aunque también se estudia la distribución. Consecuentemente, el desarrollo de la metodología se ha basado, así mismo, en las series de observación disponibles, ya que se han creado interrupciones artificiales y se ha estudiado la distribución de los residuos con el test de normalidad. Así, se ha determinado el grado óptimo del ajuste combinando el test de hipótesis con el análisis estadístico de los residuales.

Para implementar las distintas posibilidades de reconstrucción de interrupciones de la serie temporal, hemos desarrollado un programa de ordenador en FORTRAN 90, llamado IMCA y, posteriormente, a partir de diferentes series de observación, hemos realizado un estudio con las distintas opciones en orden a decidir la interpolación óptima a aplicar en cada caso. El programa selecciona los datos correspondientes, forma la matriz A y la multiplica por su traspuesta. Para obtener los coeficientes a_i , invierte $A^t A$ con la subrutina MINI [269], basada en el método de Cholesky de inversión de matrices simétricas no singulares. A este programa, se unen los desarrollados para la eliminación del efecto estático de las variaciones de presión, habiendo estudiado los resultados obtenidos tanto con este efecto incluido en la serie temporal como siendo eliminado antes de la reconstrucción de la interrupción.

3.4.2 Aplicación del método y análisis de los resultados

La determinación de los parámetros del ajuste se ha basado en las observaciones obtenidas en cinco estaciones situadas en el Puerto del Musel, en Gijón, durante el periodo 90-95. A pesar de su cercanía espacial, estas estaciones poseen características hidrodinámicas muy diversas, que se reflejan en los datos observados. Nos hemos centrado en las estaciones B1 y E2, una exterior y otra interior a las dársenas del puerto.

En la interpolación de interrupciones de hasta 3 datos horarios, aunque en principio podría esperarse resultados similares a los proporcionados por los métodos de Lecolazet y De Meyer, el método de ajuste polinomial con un periodo de discretización horaria supone un ahorro considerable de tiempo, ya que los métodos tradicionales se basan en un proceso iterativo. El aumento de precisión se puede conseguir en este caso mediante la corrección previa del efecto estático de las variaciones de presión. Por otro lado, los sistematismos que hemos observado en

los residuales obtenidos por métodos clásicos y que ya han sido citados anteriormente, han sido eliminados con la metodología aquí aplicada.

También resulta de interés la interpolación numérica basada en un periodo de discretización de 24 horas, ligada a las componentes de marea de largo periodo de origen lunar, principalmente mensual y semimensual. En base a estas componentes armónicas, hemos centrado el estudio en dos conjuntos de ordenadas, de 28 y 14 datos, a los que se ha aplicado el test de hipótesis con un nivel de significación de 0.001. En los resultados obtenidos con 28 datos (figura 3-12) se observan grandes fluctuaciones en el grado, que se distribuye en torno a un valor medio

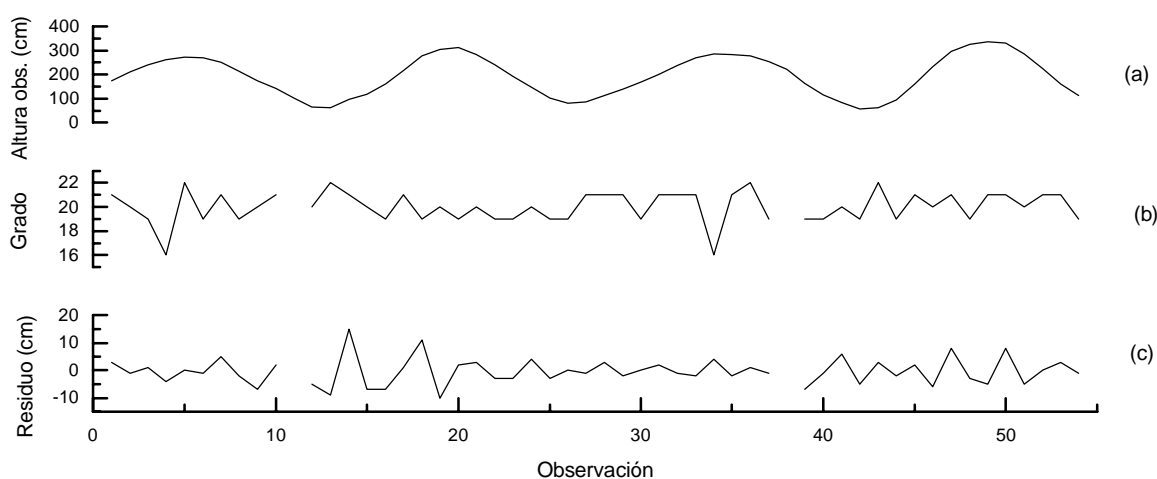


Figura 3-12: (a) Observaciones mareográficas realizadas entre el 16-8-91 y el 8-1-91, (b) Grado del polinomio determinado por (3.2) y (c) residuos obtenidos.

de 19-20. Con 14 datos tampoco se han obtenido resultados satisfactorios, dado que en un gran número de observaciones el test de hipótesis no proporciona ningún grado, debido a que se supone que los errores de observación son ruido blanco, pero no lo son al incluir la señal variaciones sistemáticas.

El segundo método utilizado para la determinación de los parámetros, que ha proporcionado resultados substancialmente mejores, se basa en la obtención, para cada conjunto de parámetros del ajuste, del valor estimado y el residuo correspondiente. La gran cantidad de datos disponibles, que en las series E2 y B1 supera los 15000 datos, ha posibilitado no sólo la obtención de la media y la desviación típica de los residuos, sino también el estudio de su distribución,

aunque se puede aplicar la ley de los grandes números. En todos los ajustes se ha estudiado, así mismo, el error cuadrático medio cometido en la estimación. Estas técnicas de validación del modelo utilizado se conocen genéricamente como técnicas de diagnóstico.

Para cada uno de los periodos de discretización se han realizado diversas pruebas, contrastando los resultados con análisis estadístico de los residuales obtenidos. A partir de un periodo de discretización horario esta análisis muestra residuales centrados en el cero y medias en torno a los 2-3 centímetros. Por otra parte, basándonos en un periodo de discretización diario, los residuales obtenidos están centrados en el cero y su desviación típica oscila entre 3 y 4 cm. Así mismo, la repetición de este proceso, para un número de datos fijo, con distintos grados del polinomio, ha mostrado la estabilidad del ajuste respecto a este parámetro y la validez de varios grados en cada caso. Además, no se han observado diferencias sistemáticas dependientes de la paridad del grado. La representación gráfica en un diagrama de barras de los residuos parece indicar que éstos se distribuyen según una normal, hipótesis que será contrastada posteriormente. En cada uno de los casos se han realizado estos análisis, permitiéndonos concluir que los parámetros óptimos son para un periodo de discretización horario 10 datos y grado 6 y para un periodo de discretización diario, 14 datos y grado 10. En cada caso, dentro de los varios parámetros que mostraban resultados similares, se ha elegido el que requería un menor número de operaciones y, por lo tanto, un menor tiempo de uso de ordenador. La precisión de las observaciones es centimétrica, por lo que la bondad del ajuste estaría demostrada al comprobar que realmente la distribución de los residuales es aleatoria, es decir, al comprobar la hipótesis de normalidad, proceso que vamos a realizar a continuación.

Por otra parte, la componente meteorológica de la señal observada no es contemplada generalmente en el proceso de detección de errores. Dentro de esta componente destacan por su magnitud los desplazamientos verticales ocasionados tanto por las perturbaciones de alta frecuencia como por el efecto estático de las variaciones de presión, o efecto barométrico inverso. Antes de la detección de errores y reconstrucción de interrupciones son eliminadas normalmente las perturbaciones de alta frecuencia, bien filtradas durante el proceso de toma de datos o bien posteriormente a través de filtros numéricos. Sin embargo, el efecto barométrico inverso no es considerado durante esta etapa de preproceso. Por este motivo, se ha desarrollado un método combinado de análisis de regresión y ajuste polinomial que permite una reconstrucción más

precisa de las interrupciones.

La eliminación del efecto barométrico inverso se realiza generalmente considerando un factor estándar [234]. Sin embargo, aunque este factor es válido si se consideran aguas profundas, en aguas someras intervienen otros factores como la velocidad de paso de la perturbación atmosférica, la composición del fondo, la batimetría o la forma de la cuenca. Aplicando métodos de análisis de regresión, se puede determinar empíricamente un factor que permita una eliminación más precisa, factor que depende de la estación y del intervalo de tiempo considerado [108]. Para ilustrar esto, en la figura 3-13 se ha representado la distribución de los residuos obtenidos en las

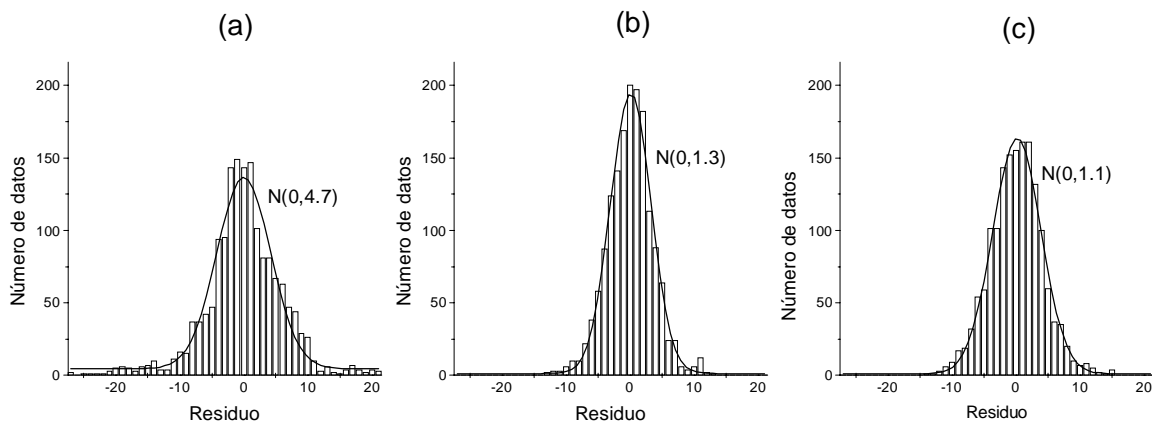


Figura 3-13: Corrección por efecto estático. Distribución de los residuales.

estación B1 entre los meses de septiembre y noviembre de 1991 con un intervalo de discretización horario (a) sin eliminar la presión, (b) si se elimina con el factor de regresión estándar -0.993 mbar/cm y (c) eliminándola con el factor -1.36 mbar/cm determinado empíricamente [108]. Además, se ha representado la curva normal que más parece ajustarse a estos resultados.

Este hecho ha sido comprobado por dos métodos distintos. En primer lugar, se ha aplicado a los residuales un test de Fisher. Para ello, como estos residuales van a ser números enteros, hemos considerado que sus valores pertenecen a los intervalos $(l - 0.5, l + 0.5]$ donde l es un número entero, obteniéndose K intervalos distintos para los residuales. Luego si se han aproximado N valores, determinándose simultáneamente los residuales correspondientes, éstos toman r_i valores distintos para $i = 1, \dots, K$. Si o_i es la frecuencia observada del residuo r_i y e_i es la

frecuencia esperada del mismo valor, entonces si los residuales se distribuyen según una normal, se verifica que el estadístico definido por

$$c = \sum_{i=1}^K \frac{(o_i - e_i)^2}{e_i}$$

sigue una distribución χ^2 con $K - h - 1$ grados de libertad. h es el número de parámetros que se estiman para fijar la hipótesis, en este caso $h = 2$, ya que se estiman la media μ y la desviación típica σ de la distribución normal ajustada. Entonces, si c es el valor obtenido del cociente anterior, se determina a partir de la función de densidad de χ^2 , con $K - h - 1$ grados de libertad, el p -valor

$$p = \int_c^{\infty} f(\chi^2) d\chi^2$$

y según el nivel de significación α , aceptamos ($p > \alpha$) o rechazamos ($p < \alpha$) la hipótesis. Tenemos que señalar que determinar el valor de p tras obtener c y rechazar la hipótesis si $p < \alpha$ es equivalente a encontrar un valor $q_\alpha > 0$ tal que $P[\chi^2 \geq q_\alpha] = \alpha$ y rechazar la hipótesis si $c > q_\alpha$.

En segundo lugar, se han determinado los coeficientes de simetría o de sesgo γ_3 y de curtosis o apuntamiento γ_4 , introducidos por R.A. Fisher como los momentos de orden 3 y 4 divididos respectivamente por el cubo y la cuarta potencia de σ

$$\gamma_3 = \frac{\sum_{i=1}^K (o_i - \mu)^3}{N\sigma^3}$$

$$\gamma_4 = \frac{\sum_{i=1}^K (o_i - \mu)^4}{N\sigma^4}$$

El primero de estos cocientes, que mide el grado de asimetría o falta de la misma de una distribución, toma el valor 0 en la distribución normal. La curtosis, o grado de apuntamiento de una distribución, toma en una distribución normal el valor 3.

En todos los casos considerados en la figura 3-13, el número de datos N es 1154, pero varía el número de valores obtenidos en los residuales K . En la tabla 3-3 se han tabulado, para cada uno de los casos considerados en dicha figura, la media μ (en centímetros), la desviación

típica σ (en centímetros), el valor c , los grados de libertad (g.l.) $K - h - 1$, los coeficientes de simetría γ_3 y de curtosis γ_4 , así como los valores obtenidos para el p -valor, donde la hipótesis nula supuesta en este caso es que la distribución no es normal.

	μ	σ	g.l.	c	γ_3	γ_4	p
(a)	-0.022	1.795	8	93.655	0.102	3.423	> 0.001
(b)	-0.017	1.308	9	75.226	0.057	3.570	> 0.001
(c)	-0.014	1.450	8	20.643	0.008	3.153	(0.001, 0.01)

Tabla 3-3.

Se puede observar que en los tres casos la media obtenida es próxima a cero y la desviación típica es del mismo orden que la precisión de las observaciones. En la desviación típica se observa una pequeña diferencia, por debajo de la precisión de las observaciones, en el caso de haber eliminado la presión. Además, como las variaciones de presión en un periodo de pocas horas puede ser considerada lineal, las diferencias que se observan entre ambos casos con eliminación del efecto barométrico inverso, aunque muy por debajo de la precisión de las observaciones, se pueden deber a que la incorrecta eliminación ha podido introducir ruido en la señal. Los valores del estadístico c obtenidos indican, en los tres casos, que la probabilidad de que sea una normal es mayor que el 99.9%. Los valores de p indican que hay evidencia para aceptar la hipótesis de normalidad de los residuales. Además, también ha resultado satisfactorio el estudio de los coeficientes de simetría y de curtosis, que indican que en los tres casos la distribución es normal.

Para un periodo de discretización diario, los residuales no se ajustan de forma tan precisa a una normal, debido principalmente a que no se han filtrado con anterioridad las perturbaciones atmosféricas de largo periodo. Aunque los residuales siguen centrados en el cero, la desviación típica es mayor y el test adoptado proporciona resultados peores. Sin embargo, a pesar de estos resultados, destacamos la importancia de este periodo de discretización para detectar errores que no pudieron ser detectados mediante las técnicas clásicas, así como en la interpolación de lagunas.

Por otra parte, los resultados obtenidos en la estación E2 en el mismo periodo de tiempo son ligeramente mejores que en la estación B1. La causa de esto está en el emplazamiento de esta estación, en el interior del puerto, que filtra las perturbaciones de periodo superior al diurno, a

pesar de producirse oscilaciones libre de periodos del orden de 6-10 minutos. Por lo tanto, en la serie allí obtenida posee menor “ruido” de bajas frecuencias que la obtenida en la estación B1, en el exterior del puerto.

En virtud de los resultados obtenidos, han sido reconstruidas las interrupciones reales a partir de un ajuste mínimos cuadrados basado en 14 datos con un grado del polinomio 8 (figura 3-14). Esta elección se ha realizado en base a que proporciona resultados óptimos a la vez que

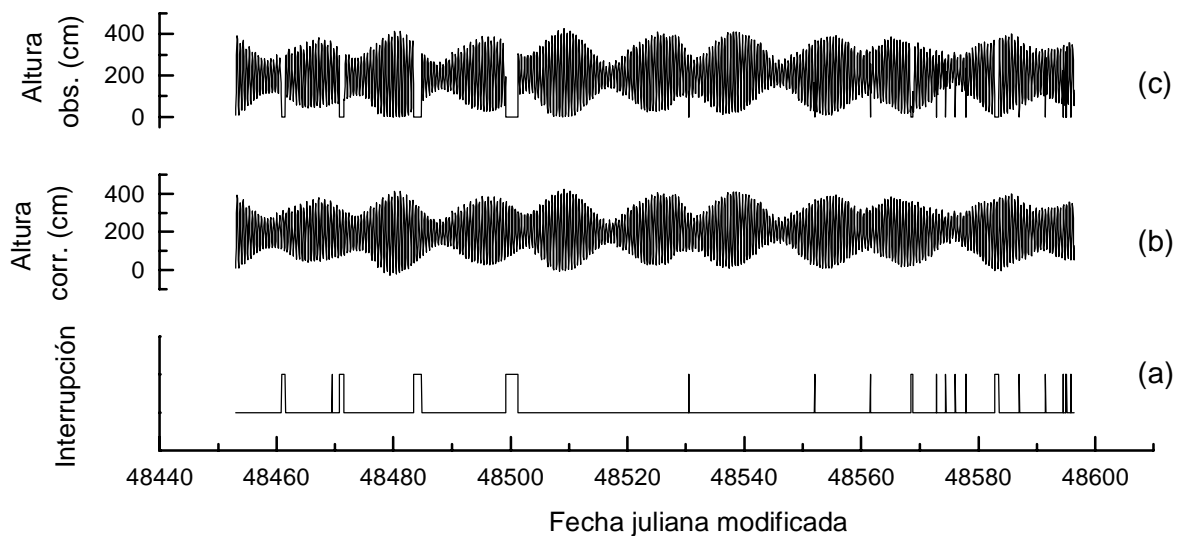


Figura 3-14: (a) Indicador de interrupción, (b) altura corregida, (c) altura observada.

minimiza el tiempo de cálculo, mostrándose así mismo la estabilidad de los resultados respecto al ajuste en las distintas series utilizadas. Además, la elección de un grado alto del polinomio está justificada por el estudio que hemos realizado de los residuales para distintos grados. El proceso de corrección e interpolación de lagunas ha permitido obtener una serie continua en el tiempo a la vez que ha posibilitado la corrección de errores no detectados anteriormente, como desfases en tiempo y desplazamientos verticales del cero del instrumento. Por otra parte, ha sido posible la corrección de observaciones erróneas muy próximas a interrupciones, que no fue posible anteriormente, debido a la longitud del filtro utilizado generalmente en los programas de detección de errores, donde la observación a estudiar es el dato central de un intervalo de 48 horas.

Para estudiar la respuesta del filtro a un error en el proceso de adquisición de datos, se han modificado artificialmente lecturas no erróneas. En la figura 3-15 se representan los valores

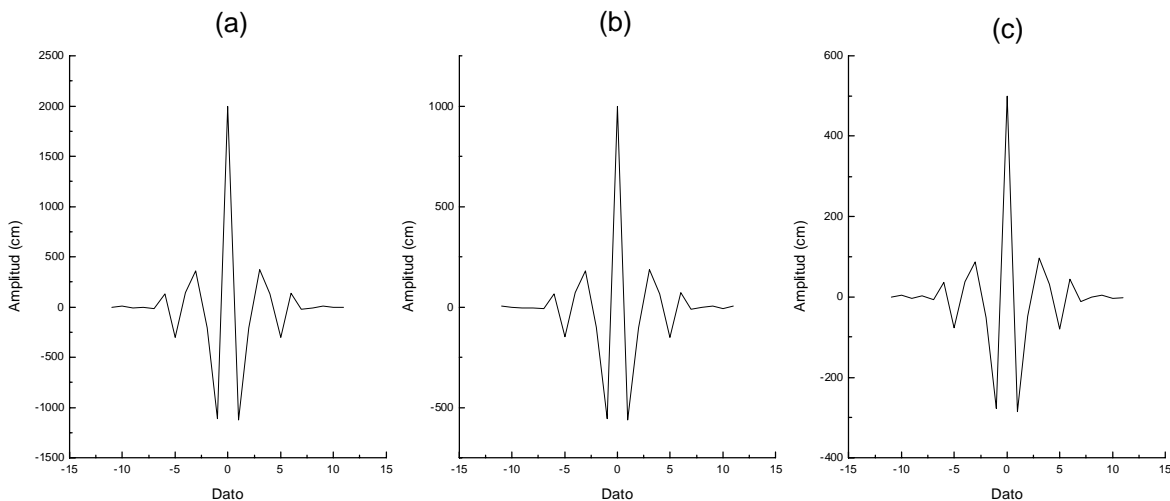


Figura 3-15: Respuesta del filtro a errores de 2000 (a), 1000 (b) y 500 cm (c).

obtenidos con un error artificial de 2000 (a), 1000 (b) y 500 cm (c) en el eje vertical, para los distintos datos utilizados en la interpolación, situados en el eje horizontal. Se puede observar que en el dato en el cual se ha introducido el error, el residuo interpolado tiene exactamente el valor del error, siendo éste posteriormente amortiguado en los valores sucesivos hasta no ser significativo. Estos resultados son similares a los obtenidos con otros métodos de detección de errores.

En orden a detectar los posibles efectos artificiales introducidos durante el proceso de interpolación se ha obtenido el espectro de potencias de los residuales por análisis de Fourier. En las figuras 3-16 y 3-17 se muestran los resultados obtenidos en las estaciones E2 (con presión) y B1, eliminado el efecto barométrico inverso con un factor que mejora los resultados obtenidos con el factor estándar. En ambas figuras se pueden observar agrupaciones de periodos en torno al periodo de discretización, producidas por el efecto ventana de la Transformada Rápida de Fourier. Además, es de señalar que la amplitud de estas ondas está por debajo de la precisión de las observaciones, excepto en el caso del primer grupo obtenido en cada una de las estaciones. Para detectar un defecto del filtro aplicado, hemos repetido este proceso con distintos paráme-

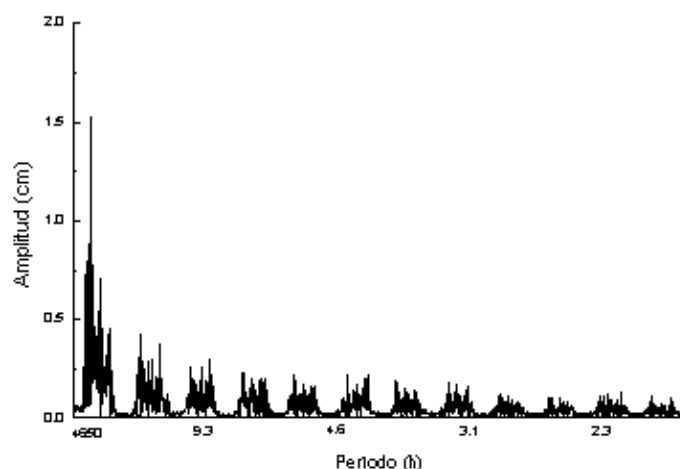


Figura 3-16: Espectro de Fourier de los residuales obtenidos en la estación E2.

tros de la interpolación y, si bien hemos observado que este primer grupo de mayor periodo se produce en todos los casos, no existe ninguna relación entre el número de datos y el grado que se consideran para la interpolación y la frecuencia en que se produce una amplificación en el espectro de potencias, lo que parece indicar que no se ha introducido ningún efecto.

Para completar el estudio, se ha obtenido la longitud máxima de las interrupciones a interpolar de forma empírica. Con este fin se han realizado interpolaciones a partir de 14 observaciones y grado del polinomio 8, considerando interrupciones artificiales de distinta longitud, que varía entre 2 y 5 datos determinándose en cada caso la media y la desviación típica de los residuales obtenidos, resultados que se presentan en la tabla 3-4.

Longitud	Estación B1		Estación E2	
	Media (cm)	Desviación típica	Media	Desviación típica
2 datos	0	5.2	0	4.5
3 datos	0	5.5	0	5.5
4 datos	0	8.9	0	8.6
5 datos	0.1	13.8	0	12.2

Tabla 3-4.

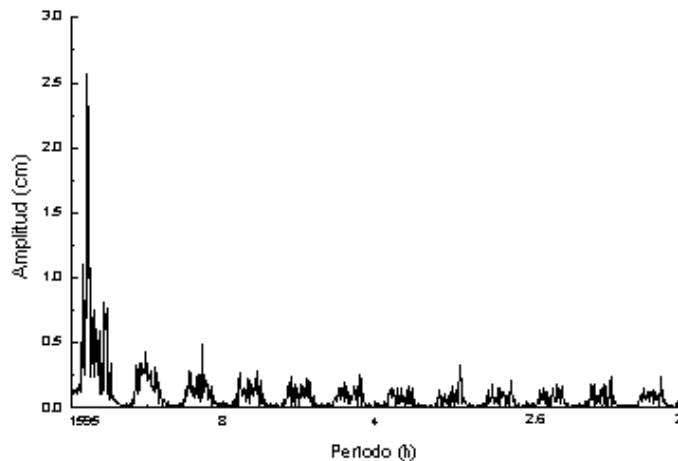


Figura 3-17: Espectro de Fourier de los residuales sin presión obtenidos en la estación B1.

Como se puede apreciar, la media sigue siendo cero y la desviación típica en el caso de interrupciones de hasta 3 datos es del mismo orden que la obtenida para interrupciones de 1 dato, que es de 3.8 cm con los mismos parámetros de la interpolación. La diferencia entre los resultados obtenidos en las dos estaciones está por debajo de la precisión de las observaciones y en error de la determinación, por lo que no resulta significativa. Por otra parte, en la figura 3-18 se ha representado la distribución de los residuales para interrupciones de 2 datos, considerada la interrupción formada por el dato a interpolar y su valor anterior (a) o su sucesivo (b); de 3 datos, siendo la interrupción el valor a interpolar y sus dos valores anteriores (c), sucesivos (d) y anterior y sucesivo (e); de 4 datos, estando el gap formado por un dato posterior y dos anteriores del valor a interpolar (f) o al viceversa (g); o de 5 datos con la interrupción centrada (h). Se puede observar que se distribuyen según la normal, si bien en interrupciones de más de 2 ó 3 datos la varianza de la distribución es mayor. A partir de estos resultados, se puede concluir que es posible la interpolación de interrupciones de hasta 3 datos, lo que en nuestro caso, al tomarse datos cada 24 horas, significa 3 días. Sin embargo, señalamos que las lagunas así interpoladas en ningún caso son utilizadas para la determinación de los modelos que permiten la eliminación de los efectos perturbadores, ya que se perdería precisión en la determinación de los parámetros del modelo.

Finalmente, hemos estudiado la respuesta del filtro ante interrupciones de distinta longitud

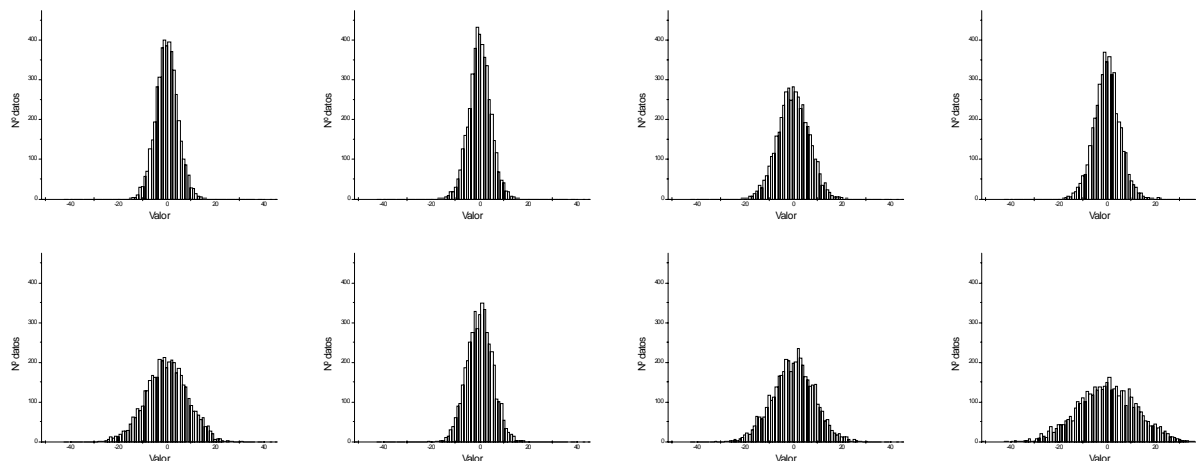


Figura 3-18: Distribución de los residuales según la longitud de la interrupción.

para un periodo de discretización diario. En la figura 3-19 se representa la respuesta del filtro desarrollado ante interrupciones de distintas características donde se han introducido errores de magnitud 1000 unidades. En (a) se ha representado la respuesta antes errores introducidos en datos consecutivos, en (b) se trata de 2 datos alternados y en (c) son 3 datos. Se puede observar que la respuesta del filtro es similar a la proporcionada aplicando el filtro de De Meyer, si bien este método tiene la ventaja de que permite la interpolación de interrupciones de varios datos de longitud, a pesar de que si los datos de la interrupción están a menos de 7 días de otro gap no es posible su interpolación.

3.4.3 Comparación con diversos métodos de detección de errores

Para estudiar las ventajas del método aquí presentado frente a otros métodos estándar de detección de errores, hemos realizado una comparación de las respuesta ante interrupciones de distintas características de éste y dos de los métodos cuyo uso está más extendido para el preproceso de datos de marea: los métodos de Lecolazet y De Meyer. En primer lugar, si comparamos los espectros de Fourier de los residuales de la estación E2 (figura 3-16) con los residuales obtenidos con el filtro de De Meyer (figura 3-20), observamos que el método de De Meyer no filtra las componentes de la señal mareográfica de periodo mayor al cuartodiurno.

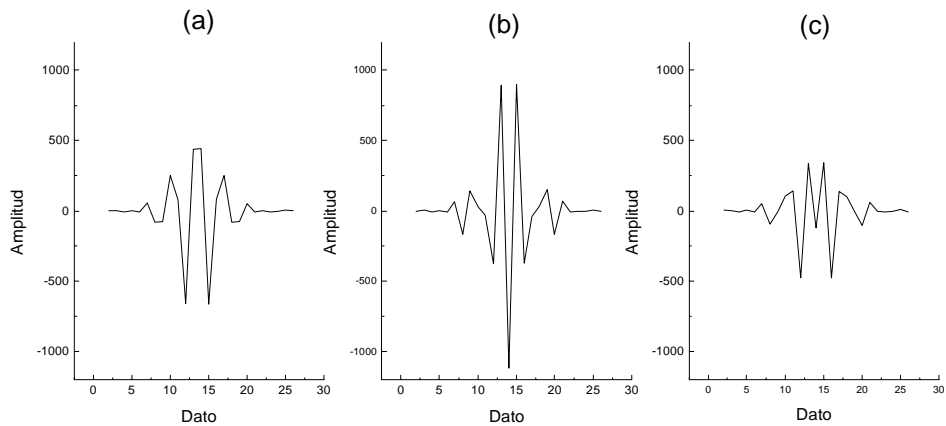


Figura 3-19: Respuesta del filtro a interrupciones de distintas características.

Por otra parte, en la figura 3-21 se representan la respuesta de los filtros de Lecolazet (a), de De Meyer (b) y el aquí presentado (c) ante errores artificiales de 1000 unidades. Esta representación gráfica se ha realizado a partir de los datos en los que se basa el filtro, que en los dos primeros casos son datos horarios y en el tercero es de datos diarios. Se puede observar que las respuestas de los filtros de De Meyer e IMCA son muy similares, no coincidiendo esta con la del filtro de Lecolazet, que es de mayor amplitud.

Sin embargo, la mayor ventaja de este método para la interpolación de lagunas frente a los métodos estándar de detección y corrección de errores es la gran cantidad de datos consecutivos que permite interpolar. En efecto, al basarse los métodos estándar en datos horarios consecutivos al dato central, las interrupciones de más de 3 datos son prácticamente imposibles de interpolar, requiriéndose para ello un gran esfuerzo. En la figura 3-22 se ha representado la respuesta de los filtros de Lecolazet (a), De Meyer (b) y el aquí presentado (c) a 3 errores consecutivos de magnitud 1000 unidades. Los datos que se han tomado en la representación son datos horarios, por lo que en el filtro IMCA se puede observar la respuesta con 24 horas de diferencia. Pero también se puede observar que los valores obtenidos en (c) corresponden exactamente al error introducido, por lo que la corrección de estos valores se puede hacer de

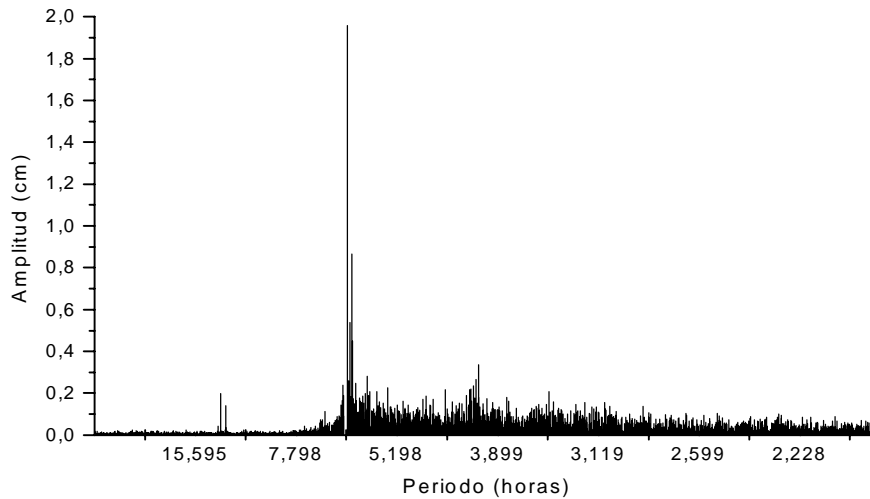


Figura 3-20: Espectro de potencias de los residuales obtenidos con el filtro de DeMeyer en la estación E2.

forma inmediata, no como parte de un proceso iterativo, como se viene haciendo generalmente.

Este método ha sido, además, implementado para posibilitar la detección de errores. Para ello, se ha desarrollado el programa DEIP (detección de errores por interpolación polinomial), basado en la interpolación de cada dato a partir tanto de coordenadas horarias como diarias consecutivas al mismo. Los parámetros utilizados para la interpolación son, en cada caso, los obtenidos según el proceso anteriormente descrito. La principal aportación de este programa respecto a métodos estándar está en la inclusión de una opción que permite la eliminación del efecto barométrico inverso. Mención especial merece esta eliminación, ya el factor de eliminación del efecto estático a variaciones de presión se introduce como datos siendo, además, posible también elegir si la eliminación se realiza respecto a la presión estándar en la zona o respecto a la presión atmosférica media del periodo de observación. Y es que en ciertas zonas y para determinados periodos de observación, la presión media observada es muy superior a la presión media estándar.

Ya hemos señalado anteriormente la importancia de utilizar un factor que elimine de forma precisa el efecto barométrico inverso; en distintos ensayos que hemos realizado hemos observado una cierta sensibilidad de los resultados frente a variaciones en la eliminación de este fenómeno,

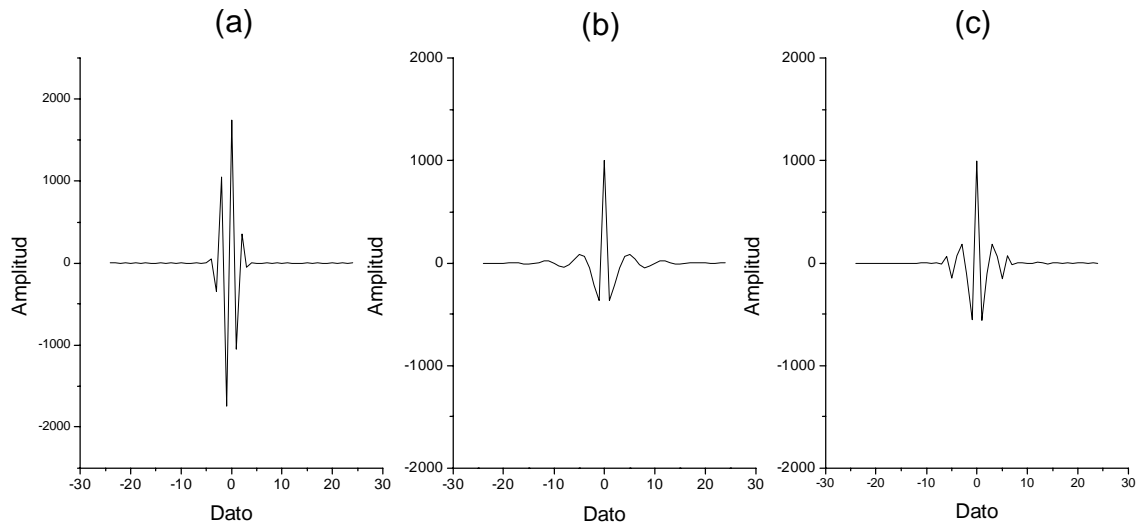


Figura 3-21: Comparación de la respuesta de distintos filtros.

tanto respecto al factor como a la presión media que se elige para la eliminación. No se ha encontrado ningún “patrón” que permita decidir cuál eliminación es óptima para aplicar este preproceso, debido posiblemente a la influencia de las condiciones hidrodinámicas de la estación en la respuesta del océano a las variaciones de presión. Este problema deberá ser estudiado de nuevo cuando se consiga una eliminación más precisa de este efecto. Por otra parte, hemos observado que hay mucha mayor diferencia entre los resultados obtenidos con-sin presión en un periodo de discretización horario que diario. Esto se debe probablemente a que durante un periodo de pocas horas las variaciones de presión puede ser consideradas lineales, pudiendo considerar así mismo las variaciones ocasionadas por el efecto barométrico inverso como lineales. Por lo tanto, debido a la sensibilidad del método desarrollado a los parámetros elegidos para la eliminación del efecto barométrico inverso, con su eliminación, al no ser, de momento, demasiado precisa, se introduce ruido no aleatorio que explican los resultados obtenidos.

Sintetizando todo lo anterior, las principales aportaciones de este método de detección de errores son la incorporación de la eliminación del efecto estático de variaciones de presión con anterioridad a la etapa de preproceso, la posibilidad de detectar errores en datos muy cercanos a interrupciones, posibilidad de interpolación de interrupciones de hasta 72 horas de longitud y un

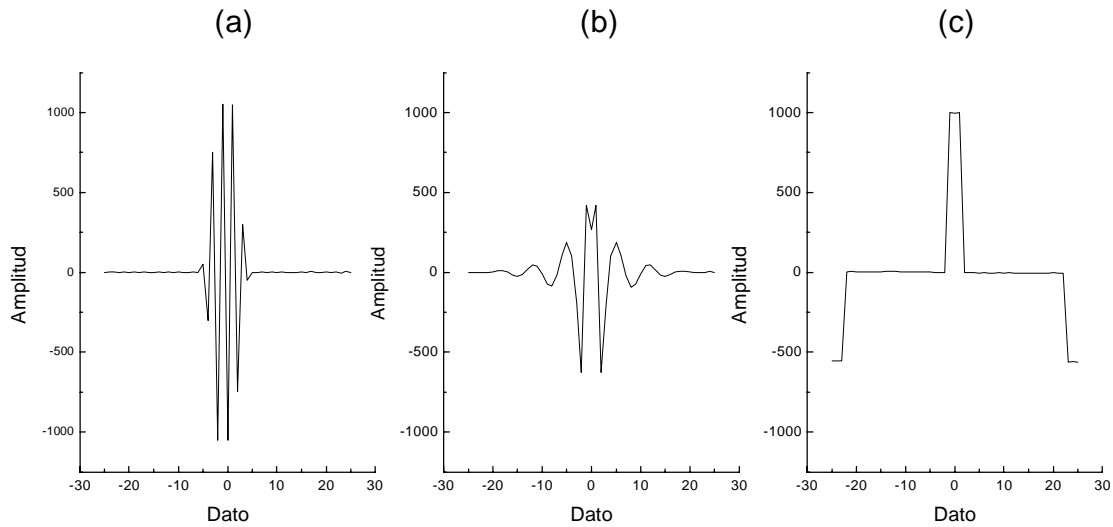


Figura 3-22: Comparación de la respuesta de distintos filtros a lagunas de 3 datos.

ahorro considerable de tiempo en interrupciones interpoladas por los métodos clásicos. Además, el método está adaptado a observaciones mareográficas, no estando contenidos periodos en la señal filtrada. Por tanto, se obtienen series continuas en el tiempo, se pueden detectar desfases no detectados anteriormente por estar entre dos interrupciones, se pueden detectar desplazamientos del cero de la escala, y a la vez que se obtienen resultados considerablemente mejores si se elimina anteriormente el efecto barométrico inverso.

El proceso anteriormente descrito se ha repetido para el caso de un periodo de discretización horario. Es de señalar que para una discretización horaria, el estudio anteriormente descrito ha proporcionado como mejores parámetros del análisis una interpolación polinomial mínimos cuadrados de grado 6 a partir de 10 datos. Los residuales se distribuyen nuevamente según una normal centrada en el 0, siendo en esta caso la desviación típica del orden de 1.5, considerablemente menor que para una discretización diaria. La respuesta del método aplicado se representa en la figura 3-23 para un error de 1000 unidades (a), 2 errores (b) y 3 errores (c).

En este caso, si se considera el efecto de las variaciones de presión sobre la superficie libre del océano, los resultados no suponen una mejora de los resultados respecto al método desarrollado por De Meyer, a pesar de suponer un ahorro considerable de tiempo. Sin embargo,

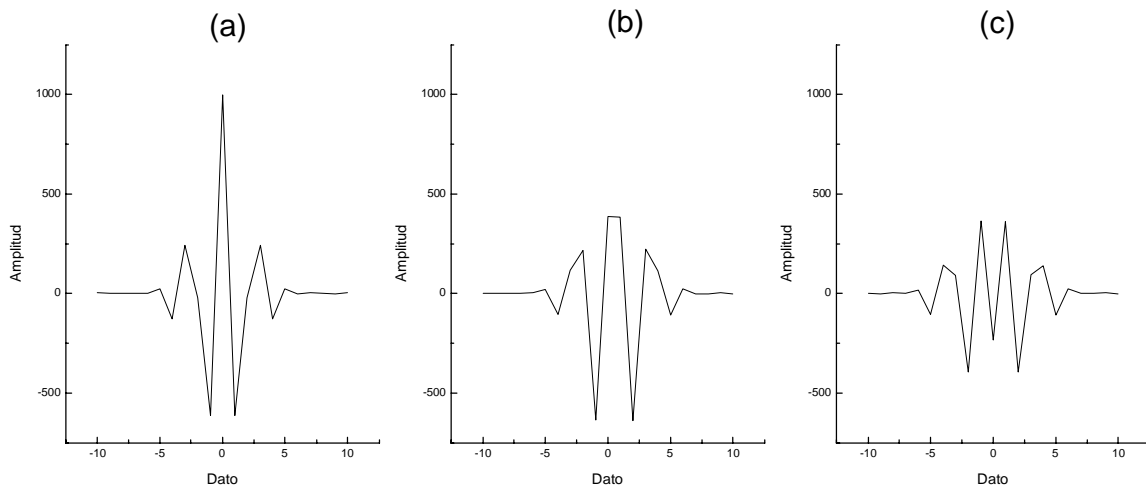


Figura 3-23: Respuesta ante un salto de 1000 unidades (a), dos saltos (b) y tres saltos (c).

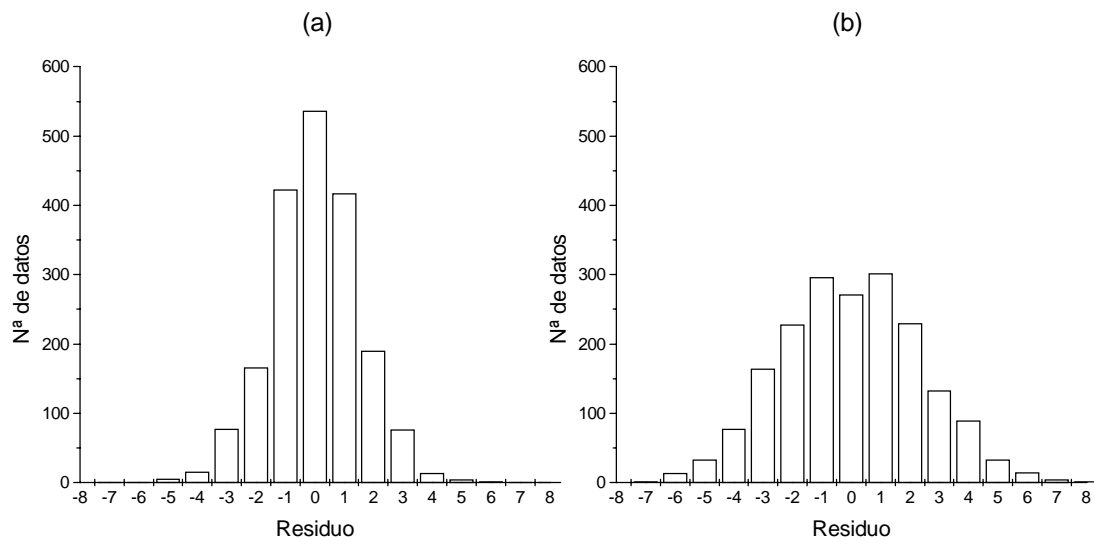


Figura 3-24: Distribución de los residuales del método IMCA (a) y del método de DeMeyer (b).

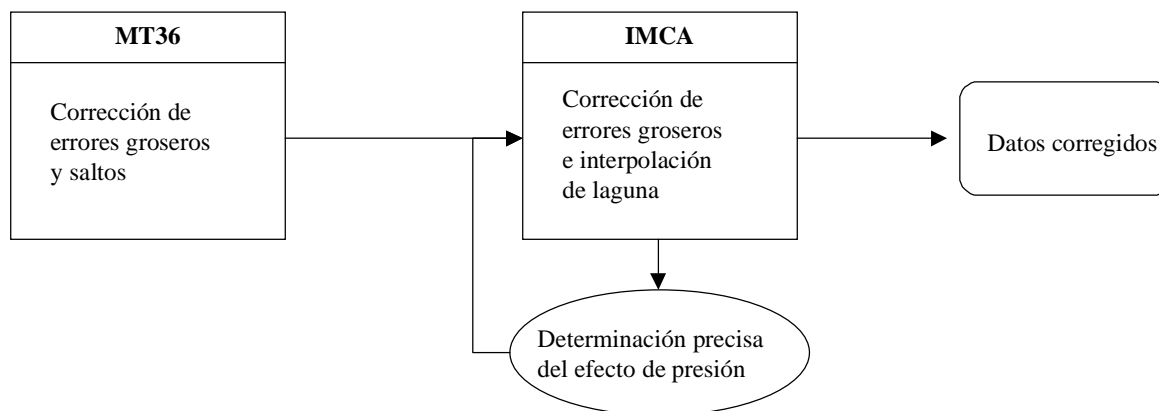


Figura 3-25: Etapas llevadas a cabo en el preproceso.

hemos observado que si se elimina con anterioridad el efecto de la presión, al suponer el efecto barométrico inverso desplazamientos de la superficie libre del océano considerables, la mejora es sustancial, como se puede apreciar en la figura 3-24, donde se representa la distribución de los residuales obtenidos interpolando con 10 datos y grado 6 con el método IMCA, una vez se ha eliminado este efecto (a) y con el método de De Meyer también con la eliminación del efecto barométrico inverso. Claramente se observa que los residuales obtenidos con el método de De Meyer no se distribuyen según una normal, al contrario de los residuales obtenidos con el método IMCA. Esto se debe a que el filtro mínimos cuadrados elimina las frecuencias de marea superiores a las cuartodiurnas, al contrario de lo que ocurre con el filtro de De Meyer.

Finalmente, resumimos la etapa de preproceso (figura 3-25). Partiendo de los datos brutos tras la eliminación de las altas frecuencias (figura 3-26), se procedió a la corrección con el programa MT36 de errores groseros y de saltos. Posteriormente se interpolaron, dentro de lo posible, lagunas y se continuó con una nueva corrección de errores no detectados en la etapa anterior. Tras la determinación del efecto barométrico invertido que se llevará a cabo más adelante, se introduce esta corrección en las observaciones mareográficas y se procede a una nueva corrección con el programa IMCA.

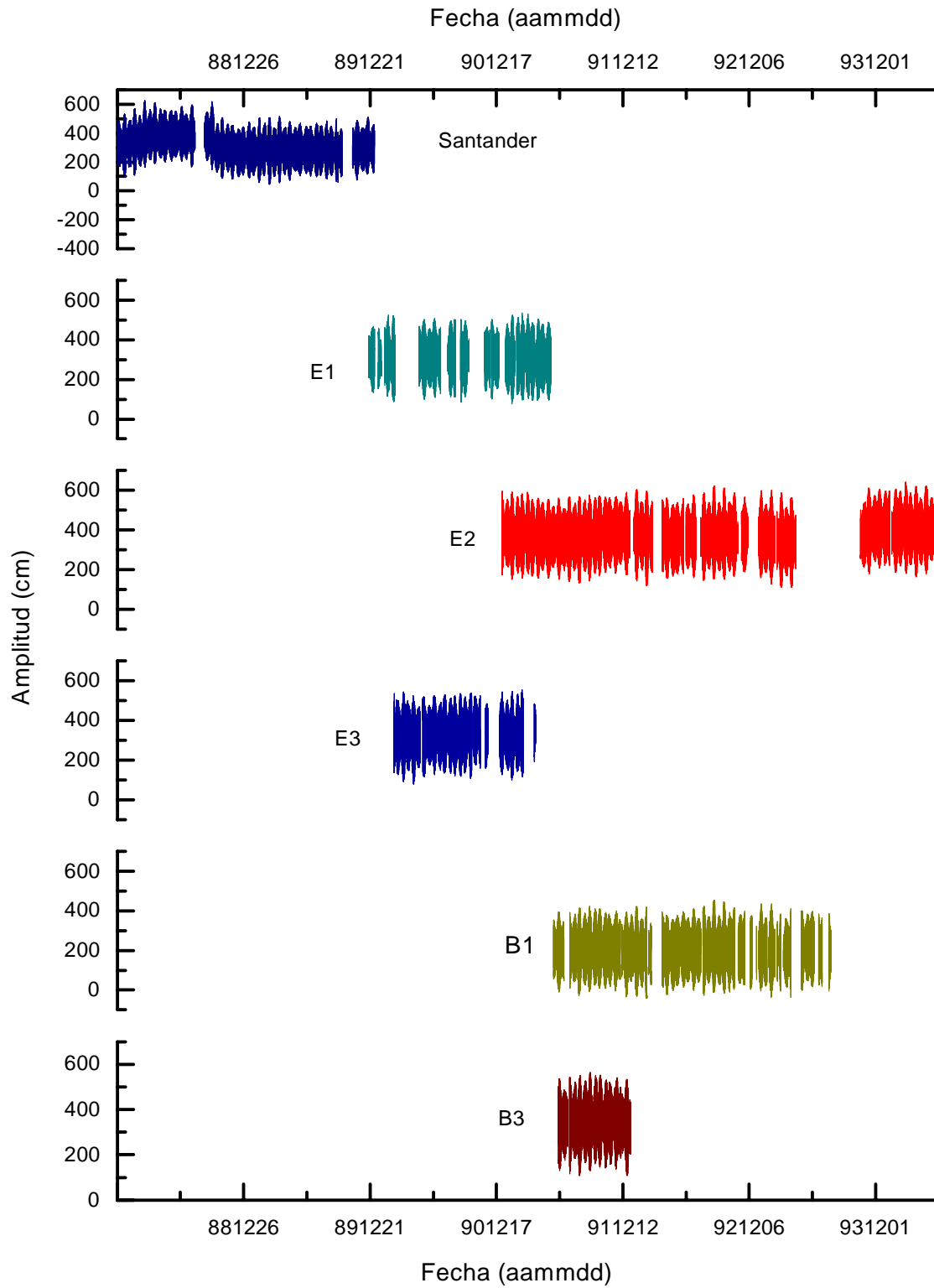


Figura 3-26: Observaciones mareográficas sin corregir de errores groseros.

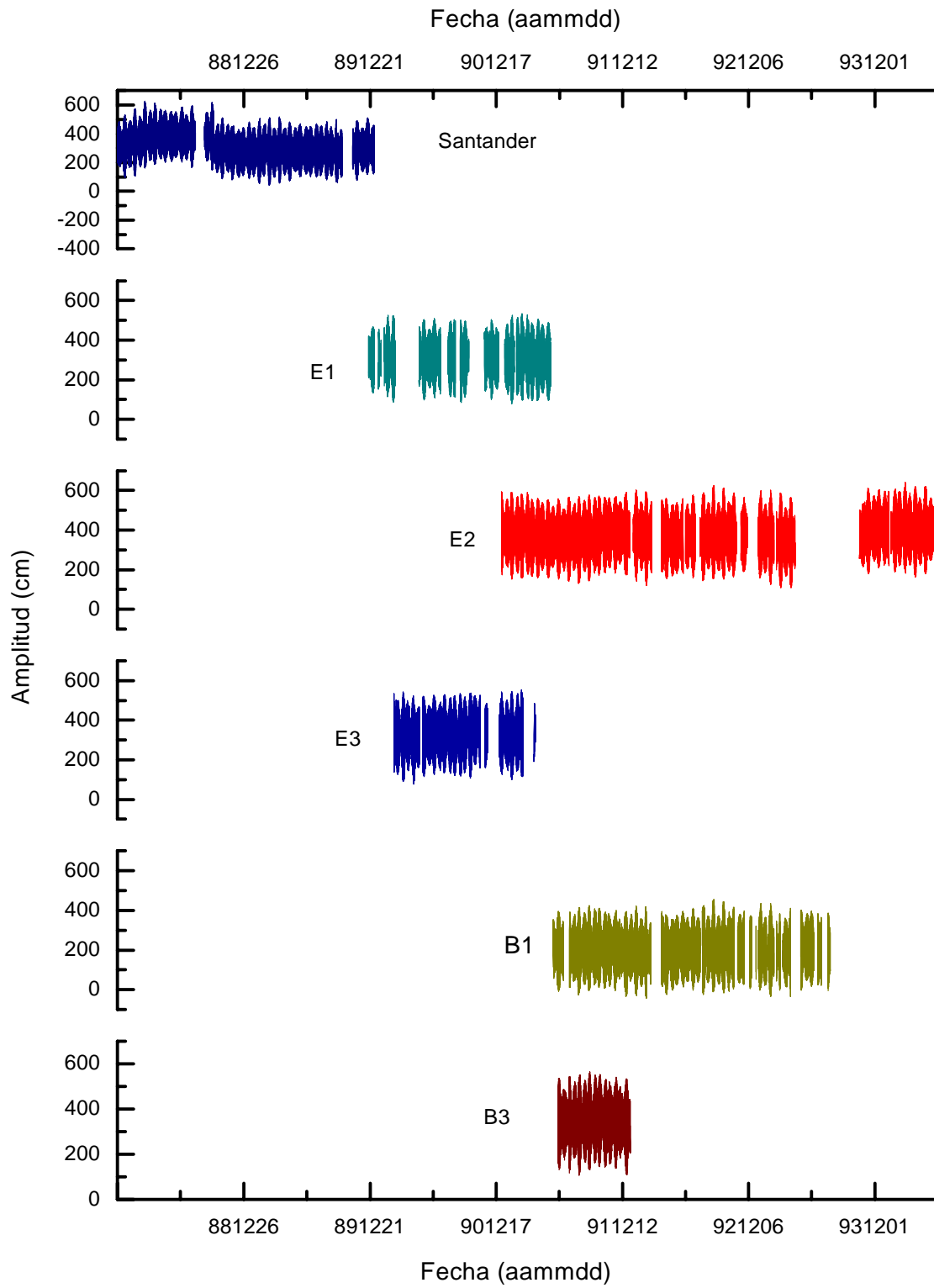


Figura 3-27: Series temporales resultantes de la etapa de preproceso.

Estación	E1	E2	E3	B1	B3	Santander
Nº inicial bloques	19	23	12	37	10	8
Nº final bloques	19	13	9	19	2	8

Tabla 3-5.

Con este procedimiento se ha reducido significativamente el número de interrupciones presentes en las series (tabla 3-5), a la vez que se han eliminado observaciones no correctas, debidas principalmente a causas instrumentales, y que no pudieron ser detectadas únicamente con el programa MT36. Los resultados obtenidos, para las cinco estaciones del Puerto del Musel y para la estación de Santander, se presentan en la figura 3-27. Comparando las figuras 3-26 y 3-27 se puede observar la mejora que ha supuesto el preproceso principalmente en relación con la corrección de saltos. Debido a la escala no se puede apreciar en las figuras anteriores la corrección de errores que se han efectuado ni la interpolación de lagunas, si bien la determinación del nivel medio va a estar fuertemente mejorada por estas correcciones, como ya ha sido mostrado anteriormente (figura 3-14).

Capítulo 4

Marea Oceánica

4.1 Introducción

Se denominan, en general, mareas al conjunto de fenómenos que se manifiestan en un cuerpo celeste bajo la acción de fuerzas diferenciales de tipo newtoniano, ejercidas por el resto de las masas del Universo. En el caso de nuestro planeta, las mareas están determinadas por fuerzas, variables con el tiempo en módulo y dirección, resultantes de la acción combinada de la atracción gravitatoria ejercida por las masas que integran el Sistema Solar y la fuerza centrífuga debida al movimiento relativo en torno al baricentro del sistema. La función potencial de este campo recibe el nombre de Potencial Astronómico de Mareas. Este conjunto de fuerzas perturbadoras, denominadas “Primarias de Mareas” [19], actúa sobre las estructuras sólidas, líquidas y gaseosas, dando lugar a las mareas terrestres, oceánicas y atmosféricas. En este contexto, las mareas oceánicas deberían comprender todos los fenómenos originados, directa o indirectamente, por las fuerzas derivadas del potencial astronómico en los océanos que recubren parcialmente la Tierra. Aunque estas fuerzas producen, al igual que en la Tierra sólida y en la atmósfera, variaciones en módulo y dirección del vector gravedad, modificaciones en la posición de las superficies equipotenciales y desplazamientos de masas, de forma restringida se denomina marea oceánica al desplazamiento vertical periódico de las masas de agua oceánica bajo la acción de las fuerzas de marea.

El proceso resultante es complejo, lo que es bastante claro si se tiene en cuenta que en una Tierra real cuya superficie se encuentra parcialmente recubierta de agua, las masas oceánicas

responden a las fuerzas primarias de mareas, con la amplitud e inercia determinadas por sus propiedades físico-químicas, la posición geográfica, la forma y profundidad de la cuenca y la constitución de los fondos submarinos. Al mismo tiempo, el fondo oceánico sufre deformaciones por mareas terrestres de amplitud y desfase dependientes de las propiedades viscoelásticas del medio. Por otro lado, los desplazamientos de masas oceánicas dan lugar a fenómenos de carga sobre el fondo, que producen efectos deformantes de sentido contrario a los inducidos por la marea terrestre. Finalmente, es necesario considerar, en una Tierra desprovista de atmósfera, la acción de las fuerzas derivadas de los potenciales de deformación generados por las respuestas estática y dinámica del océano y la Tierra sólida a las fuerzas actuantes. Pero el océano y la corteza están rodeados de atmósfera, sobre la que también actúan las fuerzas derivadas del potencial astronómico; su acción sobre el océano y la superficie topográfica de la Tierra tiene su origen tanto en efectos de carga asociados a variaciones de presión, como en el gradiente vertical del potencial generado por la propia deformación. Tendremos, por lo tanto, dos superficies instantáneas, el fondo y la superficie libre del océano, en continuo movimiento, cuya posición determina la marea geocéntrica observada.

En la mayoría de los océanos de la Tierra, el modo de oscilación dominante es semidiurno, es decir, dos ciclos de marea tienen lugar cada día lunar medio. Además, la amplitud de la marea parcial semidiurna crece y decrece periódicamente, aproximadamente cada catorce días. La máxima amplitud, llamada popularmente “marea viva”, tiene lugar unos días después de las sicigias, es decir, cuando el Sol, la Tierra y la Luna están en oposición o en conjunción, produciéndose la mínima amplitud cuando están en cuadratura (“mareas muertas” o de cuadratura). Este desfase entre el paso del Sol y la Luna por el meridiano del lugar y la respuesta del océano se denomina edad de la marea. Además, cuando la Luna se encuentra en el perigeo, la amplitud de la banda semidiurna es mayor que cuando se encuentra en el apogeo. Por lo tanto, la máxima amplitud de las componentes semidiurnas tiene lugar cuando la oposición se produce en el perigeo lunar, mientras que la mínima se da cuando la cuadratura coincide con el apogeo lunar.

La distribución geográfica del rango de mareas sobre los océanos es muy variable. Su análisis es de gran interés, ya que pone de manifiesto la dependencia analítica entre las fuerzas actuantes y las características cinemáticas de los movimientos de marea bajo diferentes condiciones de

contorno.

En los océanos abiertos, la amplitud de las oscilaciones no suele superar los 100 cm. Sin embargo, sobre las plataformas continentales, así como a lo largo de canales y estrechos, es amplificada por un factor inversamente proporcional a la raíz cuarta de la profundidad y la raíz cuadrada de la sección horizontal [28]. Así mismo, en aguas someras la amplitud aumenta debido a fenómenos de resonancia, que se producen cuando el periodo de oscilación libre de la cuenca es próximo al periodo de los constituyentes de marea. Debido principalmente a estos fenómenos, se han observado rangos de marea de hasta 15 metros en áreas costeras. Por otro lado, existen puntos neutros de marea, denominados anfídromos, donde es nula la amplitud. Su existencia, contrastada por numerosas observaciones actuales, ya fue supuesta por Harris en 1904, que llega a esta conclusión introduciendo la influencia de la forma de las cuencas oceánicas en la “Teoría de las Oscilaciones Verticales” [128]. Debido a este conjunto de factores, el rango de las mareas varía notablemente con la posición geográfica.

Es de señalar que en el Océano Atlántico la amplitud de las oscilaciones de marea es considerablemente más alta que en el Índico y el Pacífico. En particular, en la región central del Océano Atlántico Ecuatorial se alcanzan los máximos valores observados para la banda semidiurna en océanos abiertos, que en esta zona llegan a superar los 80 cm. Superpuestas a las componentes diurnas, ligeramente menores, dan lugar a rangos de hasta 200 cm. Los valores mínimos se encuentran en las latitudes de $\pm 45^\circ$, donde están situados los sistemas anfídromicos de las componentes semidiurnas. A partir de ellos, las amplitudes aumentan, alcanzando valores de 150 cm en la región de Islandia y de 60 cm en las proximidades de la costa Antártica [28].

En áreas costeras, la mayor amplitud se ha observado en la Bahía de Fundy (Canadá), donde el régimen semidiurno del Atlántico Norte alcanza en Burncoat un rango medio de mareas máximas de 12.9 metros. Aunque un poco menor, un rango medio similar se encuentra en Avonmouth en el Canal de Bristol (Reino Unido) y en Granville, en el Golfo de St. Malo (Francia). En otras zonas del globo, destacan los 10.4 metros de rango medio de las mareas máximas en Puerto Gallegos (Argentina), o los 8.8 metros del puerto indio de Bhavnagar, en el Golfo de Cambay. En los puertos de Santander (Puerto Chico) y Gijón (Musel), en los que nos centramos en este trabajo, el régimen dominante es semidiurno, siendo el rango medio de mareas máximas de 4 metros, superior al rango medio mundial, que es menor de 2 metros.

Una de las características principales del Atlántico, que lo diferencian de otros océanos como el Índico o el Pacífico donde se producen gran número de singularidades, es un régimen semidiurno predominante de forma casi absoluta.

Existen otras zonas del globo, como en Musay'id en el Golfo Pérsico, donde las componentes diurnas tienen una magnitud similar a la de las semidiurnas. En este régimen, denominado de marea mixta, el predominio relativo de las componentes diurnas y semidiurnas varía a lo largo del mes, siendo la amplitud de las primeras mayor cuanto mayor es la declinación de la Luna y reduciéndose a cero cuando ésta se encuentra en el plano del Ecuador. Las componentes semidiurnas son más importantes después de la oposición y conjunción del Sol y la Luna, pero no se reducen a cero durante el periodo de marea con el Sol y la Luna en cuadratura.

Hay también áreas donde el régimen dominante es diurno, como en el Golfo de Carpentaria en Australia, en algunas zonas del Golfo Pérsico, en el Golfo de México o en el Mar del Sur de la China. Este régimen se caracteriza por marea prácticamente nula cuando la declinación de la Luna es cero, aumentando hasta alcanzar sus valores máximos al incrementarse el valor absoluto de la declinación [234].

Finalmente, destacamos el Océano Índico, donde pueden encontrarse los cuatro tipos clásicos de regímenes de marea [28].

La variabilidad del régimen de mareas, incluso en zonas relativamente próximas y, aparentemente, de características similares se pone claramente de manifiesto si se considera el Mar Mediterráneo [295]. En este trabajo, realizado por C. de Toro *et al.*, se obtiene para esta cuenca cerrada una distribución de las componentes diurnas muy distinta a la distribución de las componentes semidiurnas modelizadas. Así mismo, determinaron, a partir de la amplitud de M_2 , S_2 , N_2 , K_1 y O_1 el régimen de mareas en Gibraltar, las Islas Baleares, Golfo de Gabes, Trieste y Tobruk-Bardia. Los resultados muestran que en Gibraltar y el Golfo de Gabes el régimen es semidiurno, por lo que tienen lugar dos elevaciones máximas y mínimas diarias de amplitud muy similar, mientras que en Trieste, la banda predominante es también la semidiurna, aunque la amplitud de las dos elevaciones diarias máximas y mínimas es de diferente magnitud. En las Islas Baleares el régimen obtenido es mixto y en Tobruk-Bardia no se determinó el régimen por la baja amplitud de las componentes diurnas, inferior al nivel de ruido de las observaciones. Este ejemplo resalta el hecho de la dependencia del régimen predominante

en un emplazamiento de las características locales del mismo.

La acción de la componente horizontal de las fuerzas de marea ocasiona un desplazamiento lateral que afecta a toda la masa oceánica, denominada corrientes de marea. Poseen velocidad y dirección periódicas determinadas, al igual que en la marea oceánica, por las características del océano y por la profundidad y forma de la cuenca. Aunque en los océanos abiertos poseen pequeña velocidad y sus efectos son prácticamente despreciables en la determinación del nivel medio del océano, en estrechos, canales y rías, así como en bahías y pequeñas cuencas cerradas, su magnitud aumenta considerablemente, siendo necesario tener en cuenta el desplazamiento vertical ocasionado por la acumulación de agua. Muy especialmente, deben ser considerados sus efectos en la determinación del nivel medio a lo largo de la línea de costa, así como en los límites de la plataforma continental, donde las pendientes escarpadas del talud, de hasta 10° de inclinación, originan un efecto de frontera en la transmisión de las ondas de marea.

La velocidad y dirección de las corrientes de marea se suelen representar en la denominada “elipse de corriente”. Su distribución geográfica presenta, al igual que la de mareas oceánicas, una gran complejidad. Los ejes mayores están, generalmente, orientados de forma casi perpendicular a las isolíneas de igual amplitud de marea, pero en cuanto a la forma existe una gran diversidad, ya que a lo largo de los océanos varían entre un simple movimiento oscilatorio horizontal y círculos perfectos. Sus velocidades son mínimas en las proximidades de los anfidromos, aumentan al alejarse de ellos, pero no suelen superar los 5 cm/s. Además, su variabilidad vertical está asociada a la estructura de densidades del agua oceánica [28], lo que da lugar a numerosas singularidades.

A lo largo de este capítulo estudiaremos, tanto de forma teórica como experimental, la respuesta del océano a las fuerzas de marea. Dado que utilizaremos como modelo de comparación la marea de equilibrio, hemos creído necesario introducir en primer lugar, aunque de forma sucinta, la teoría del potencial astronómico, para a continuación analizar los principales efectos indirectos, que han sido citados a lo largo de esta introducción.

En nuestro caso, para la determinación del nivel medio del océano eliminando los distintos efectos de la señal registrada en un mareógrafo, es importante la determinación del modelo de mareas de la forma más precisa posible. Consecuentemente, se ha realizado un estudio

comparativo entre diversos métodos de análisis numérico de las observaciones, considerando diversos potenciales y distintas separación en grupos y eligiendo el que proporciona mayor precisión. Se determina así el nivel medio de marea en las cinco estaciones del Puerto del Musel y en Santander. Para las estaciones de Gijón, con observaciones no simultáneas, se han obtenido, así mismo, los vectores diferencia entre las componentes armónicas determinadas con las distintas series. Esto se hizo con el objetivo de obtener una serie no correspondiente a ninguna estación, pero sí representativa del área de estudio, a partir de los resultados obtenidos en ellas, y con una longitud mayor, lo que permitirá el estudio de perturbaciones de mayor periodo.

Debido a la importancia de completar modelos oceánicos globales y regionales con modelos locales, tras la obtención de las constantes armónicas se han obtenido los modelos de marea, de los principales constituyentes, del Puerto del Musel. Dichos resultados, junto con los valores obtenidos para la estación de Santander, han permitido contrastar los valores proporcionados para estos emplazamientos por los principales modelos globales.

Como las distintas componentes de la fuerza de mareas se comportan como ondas que se propagan sobre un plano horizontal, dependiendo de las características de la zona donde se produce este movimiento, se pueden originar diversos efectos, que son considerados a continuación, determinándose su magnitud y estudiándose su eliminación en las estaciones seleccionadas. En primer lugar, y también como consecuencia de la separación en grupos del método de análisis, tienen lugar modulaciones por superposición de armónicos de largo periodo y origen muy diverso. Por otra parte, debido principalmente a la forma y profundidad de la cuenca, se originan interacciones no lineales entre constituyentes armónicos.

Finalmente, hemos obtenido un conjunto de parámetros, denominados de forma general constantes no armónicas, que pueden proporcionar importante información de la respuesta del océano. Entre ellos, han sido determinados modelos de distribución espacial del régimen de marea, las edades de la marea diurna y semidiurna, la edad de la paralaje, la Unidad de Altura y el Establecimiento del Puerto, en un área más amplia del Atlántico Norte, incluyendo el Mar Mediterráneo. Esto ha permitido comparar los resultados obtenidos en las series objeto de este estudio con la distribución general de la zona.

4.2 Aproximación histórica a las mareas. Interpretación científica actual

El efecto de las fuerzas derivadas del potencial astronómico sobre el océano fue, sin duda, entre los distintos tipos de perturbaciones periódicas, el primero en ser observado e investigado, puesto que de este fenómeno han dependido numerosas actividades de civilizaciones situadas en zonas costeras. Ya el poeta griego Homero se refirió en la *Odisea*, hacia el 800 a.C., a un fenómeno en estrecha relación con las mareas. Describió cómo dos monstruos marinos, Scylla y Charybdis, vigilaban un estrecho, impidiendo el paso de barcos, describiendo, así mismo, su terrible rugido. Este mito sobrevivió durante varios siglos, siendo incluso mencionado por Virgilio el peligro que suponían para los navegantes. Oceanógrafos modernos consideran muy probable que este estrecho sea el de Mesina que une la península de Italia con Sicilia, donde tienen lugar fuertes corrientes que cambian de dirección cada seis horas, correspondiendo al régimen de marea semidiurno predominante en la zona.

A fin de interpretar los fenómenos observados en el Estrecho de Mesina, hemos seleccionado dos estaciones, que designaremos ME1 y ME2, situadas en su extremo norte, para las que las Tablas del Almirantazgo Británico [3] proporcionan información relativa a corrientes de marea (estaciones 186 y 186a respectivamente en estas Tablas de Marea). En nuestro estudio, hemos utilizado las constantes armónicas correspondientes a los cuatro constituyentes principales: M_2 , S_2 , K_1 y O_1 . Dichas constantes, que listamos en la tabla 4-1, son la dirección del semieje mayor de la elipse de corrientes para velocidades positivas, la amplitud en nudos y el desfase g respecto al meridiano central del huso horario en el que están situadas las estaciones. En estas tablas se indica, adicionalmente, el régimen de mareas, factor que será tratado en detalle en próximas secciones de este capítulo.

Analizando los valores tabulados, podemos concluir que las alternantes corrientes de marea son dominadas durante los mínimos por el flujo principal de densidad que enlaza las cuencas norte y sur. Su dirección es normal al plano de mínima sección del canal, cuyas pequeñas dimensiones, junto con los fuertes vientos existentes en esta zona, producen un aumento de la velocidad de las corrientes. Estos fenómenos, unidos a las fuertes diferencias batimétricas existentes a ambos lados del estrecho, son el origen de turbulencias y corrientes contrapuestas

que varían de dirección en cortos intervalos de tiempo, muy especialmente en la entrada norte, en un lugar todavía hoy conocido como Scylla. Desgraciadamente, a consecuencia de un terremoto que se produjo en 1783 desaparecieron grandes cavernas que estaban situadas al nivel del mar, que eran la causa de diferentes sonidos al ser llenadas por las masa de agua al desplazarse, y que ya fueron descritos por Homero.

	Estación ME1	Estación ME2
Latitud	38°15'.0 N	38°14'.0 N
Longitud	15°37'.0 E	15°38'.0 E
Dirección	70	250
Amplitud M_2	4.8	5.9
Desfasaje M_2	129	129
Amplitud S_2	1.3	1.7
Desfasaje S_2	147	147
Amplitud K_1	1.3	1.5
Desfasaje K_1	73	73
Amplitud O_1	0.6	0.7
Desfasaje O_1	56	56
Régimen	Semidiurno (0.31)	Semidiurno (0.29)

Tabla 4-1.

Se ha estudiado, así mismo, la distribución espacial del régimen de marea, no sólo de las corrientes, sino también de la elevación, para lo cual se han utilizado las constantes armónicas obtenidas en 37 estaciones situadas en la zona delimitada por los paralelos de latitud 33° y 43° y los meridianos de 10° y 20° de longitud, centrada en el Estrecho de Mesina. En la tabla 4-2 se representan los valores correspondientes a las estaciones situadas a lo largo de la costa interior del Estrecho de Mesina, así como el régimen de mareas observado en cada una de las estaciones mareográficas. De ellas, Villa San Giovanni y Reggio Calabria están situadas en la costa de la península italiana y Mesina y Cabo Peloro están en Sicilia. Estos datos han sido obtenidos a partir de la base de datos BAMAG [290, 295]. Se observa que el régimen en todas las estaciones cercanas es semidiurno.

Estación	Villa San Giovanni		Reggio Calabria		Mesina		Capo Peloro	
Latitud	38°13'.0 N		38°06'.0 N		38°12'.0 N		38°16'.0 N	
Longitud	15°38'.0 E		15°39'.0 E		15°34'.0 E		15°39'.0 E	
K_1	1.0	47	1.0	59	1.0	290	2.0	231
O_1	0.0	-	1.0	54	1.0	65	1.0	249
M_2	3.0	114	6.0	91	5.0	31	5.0	267
S_2	1.0	103	3.0	98	3.0	56	3.0	313
Régimen	SD (0.25)		SD (0.23)		SD (0.25)		SD (0.37)	

Tabla 4-2.

Teniendo en cuenta el interés de la zona desde el punto de vista de la modelización de las mareas oceánicas para la determinación del efecto oceánico indirecto sobre las observaciones de mareas terrestres en estaciones próximas, se han obtenido modelos oceánicos regionales a partir de las constantes armónicas de la totalidad de los mareógrafos. Las gráficas muestran la existencia de un punto de amplitud nula o anfidromo (figuras 4-1 y 4-2), como se observa en la distribución espacial de amplitudes y desfase de las componentes armónicas K_1 , M_2 obtenidas por análisis de las series de observación mareográfica [295]. Las dificultades en la navegación costera se ven incrementadas por su existencia, ya que al irradiar a partir de él las isolíneas de desfase, puntos próximos alcanzan elevaciones máximas de marea en muy diferentes instantes de tiempo.

Otros fenómenos observados en épocas históricas han llamado, así mismo, nuestra atención. Uno de los primeros reconocimientos del fenómeno de las mareas fue dado hacia el año 450 a.C. por el historiador griego Herodoto en una visita al Mar Rojo. Pero los griegos no tuvieron clara conciencia del fenómeno hasta que se aventuraron fuera del Mediterráneo. Se cuenta que Alejandro Magno, acostumbrado a la poca amplitud de la marea del Mar Mediterráneo, se asombró de ésta en el Índico cuando llegó a él viajando hacia el Sur por el río Indo hacia el 325 a.C. durante su campaña de la India, experimentando por primera vez en su vida variaciones de gran magnitud del nivel del mar causadas por las mareas, variaciones que, por otra parte, trajeron desastrosas consecuencias para la flota macedonia. Por el contrario, el desarrollo del

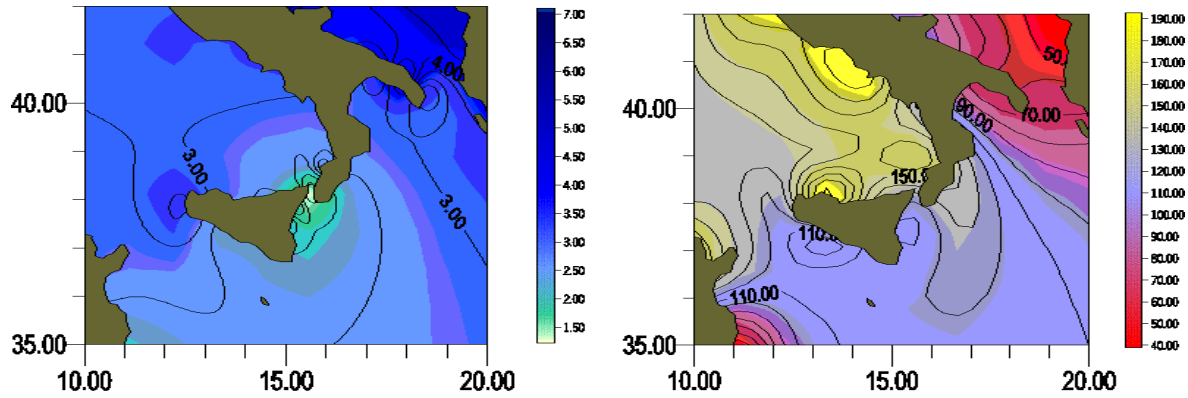


Figura 4-1: Modelo regional del Estrecho de Mesina. Componente K_1 .

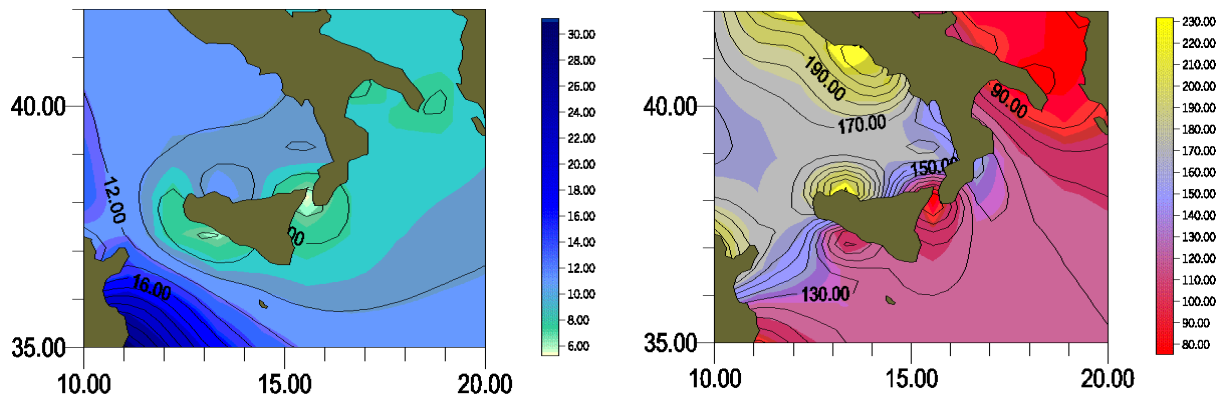


Figura 4-2: Modelo regional del Estrecho de Mesina. Componente M_2 .

comercio en los países que rodean al Mediterráneo se vio favorecido por la ausencia de grandes mareas, ya que al no haber grandes variaciones de nivel, la navegación era posible con pequeñas embarcaciones. Aún así, se producen en esta zona fuertes corrientes en cadenas de islas y en estrechos, que pueden estar relacionadas con las mareas, como por ejemplo, las corrientes de Euripo, en el mar Egeo entre la zona continental de Grecia y la Isla de Eubea, que asombraron a Aristóteles durante los años anteriores a su muerte, en 322 a.C., y que en sus obras se refirió a que “las subidas y bajadas del mar siempre vienen con la Luna y con unos tiempos fijos”. Un poco antes, hacia el año 330 a. C., Piteas de Marsella viajó del Mediterráneo a las Islas Británicas a través de estrecho de Gibraltar, observando la gran amplitud y el régimen semidiurno de esta

zona, y notando, además, que las mayores variaciones se producen cerca de la Luna Nueva y de la Luna Llena. Estas observaciones suelen considerarse el punto de partida en la investigación sobre mareas. También se encuentran entre los primeros autores que documentaron el fenómeno de las mareas Antígono de Caristia y Eratóstenes de Cirene (hacia 276 a.C. - 194 a.C.), quien relacionó las mareas oceánicas con las corrientes alternantes del estrecho de Mesina y, además, subrayó que el flujo y el reflujo dependen íntimamente de la posición de la Luna por encima o por debajo del horizonte [285]. Hacia el año 150 a.C., el astrónomo babilónico Seleuco constató que las dos mareas por día tienen distinta amplitud cuando la Luna está alejada del Ecuador, comprobando que las mareas no son uniformes en todos los mares y en todas las épocas del año y dio una explicación meteorológica del fenómeno, de acuerdo con la teoría heliocéntrica de que era partidario: “la revolución de la Luna, en sentido contrario a la revolución de la Tierra, comprime el aire y éste, perturbado en su movimiento de torbellino, presiona y relaja sucesivamente el océano”.

Poseidonio de Apamea (135 - 50 a.C.) dio en su tratado “Sobre el Océano” uno de los mejores análisis antiguos del fenómeno, observado por él en Cádiz, siendo el primero que supo distinguir los periodos semidiurno, semimensual y semianual. Según Estrabón (54 a.C. - 24 d.C.), Poseidonio creía, aceptando las informaciones de los habitantes de Cádiz, que la amplitud de la marea va creciendo de cada equinoccio a cada solsticio y disminuyen del solsticio al equinoccio, al revés de lo que ocurre en la realidad. También él observó la relación existente entre las mareas y la posición de la Luna, señalando en su “Geografía” que las mareas del Golfo Pérsico alcanzan su máximo rango cuando la Luna está más alejada del plano del Ecuador y el mínimo cuando está en él. Esto no ocurre así en realidad, como se puede observar en la figura 4-3, donde hemos representado, a partir de las constantes armónicas actuales de Cádiz obtenidas de las Tablas del Instituto Hidrográfico de la Marina (tabla 4-3), la marea predicha para el año 1998 y los máximos y mínimos mensuales alcanzados durante este periodo. Claramente, los máximos en los equinoccios, cuando el Sol está en el plano del Ecuador, son mayores que los máximos en los solsticios, ocurriendo lo mismo con los mínimos. Este error fue subsanado posteriormente por Séneca y Plinio el Viejo en el s. I y por Prisciano de Lidia, en el s. IV, herederos de los conocimientos de Poseidonio, sin que se sepa si el error de que informa Estrabón se debe a una mala interpretación suya, que parece lo más probable, o figuraba realmente en el

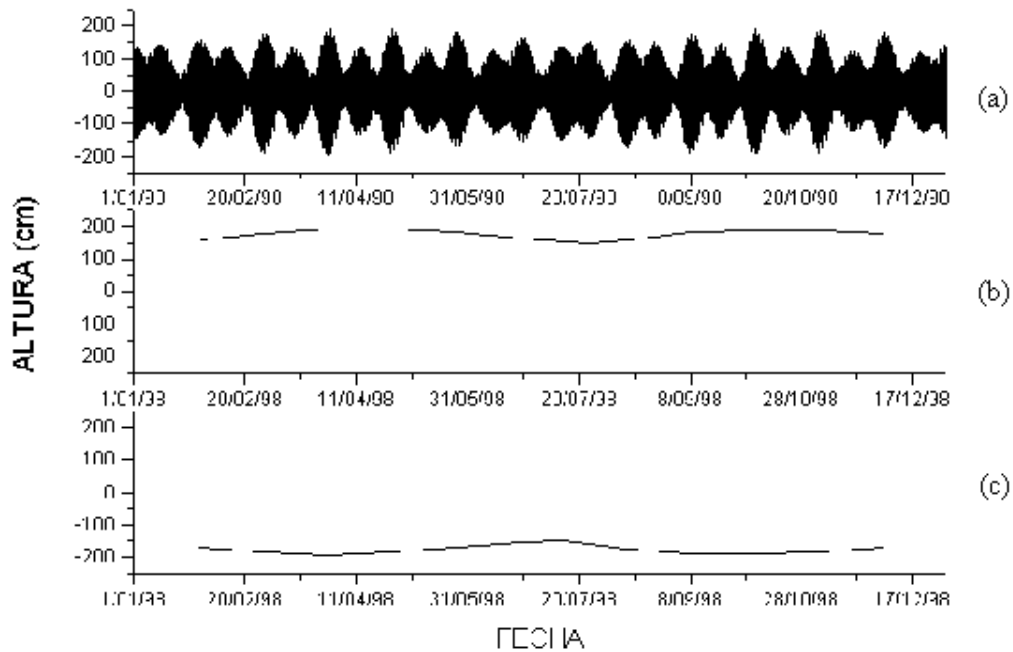


Figura 4-3: Marea predicha en Cádiz para 1998 (a), máximos (b) y mínimos (c) mensuales.

texto de Poseidonio. Plinio el Viejo recogió en su “Historia Naturalis” otros muchos aspectos de la relación entre la magnitud que alcanza el fenómeno de mareas y la posición de la Luna, como por ejemplo, que el máximo de amplitud se produce unos días más tarde de la Luna Llena o Nueva. Además, estableció la existencia de un intervalo fijo entre máximo de marea y tránsito lunar en un punto determinado, estableciendo este valor en dos horas, que concuerda con el valor obtenido para el Puerto de Cádiz, si se tiene en cuenta que el desfase k del armónico principal M_2 es de 1.4 horas y que la edad de la marea semidiurna es de un día. Había comprobado, así mismo, la influencia del Sol en la amplitud de marea. También observó que en Cádiz, cerca del templo de Hércules, “hay una fuente cerrada similar a un pozo que ocasionalmente sube y baja con el océano, pero otras veces lo hace al contrario”, señalando así, por primera vez, la existencia de mareas terrestres.

Componente	Amplitud (cm)	Desfasaje (grados)
Q_1	2.13	265.20
O_1	8.04	297.81
M_1	0.46	175.44
π_1	0.12	33.33
P_1	2.08	33.96
K_1	6.25	34.86
ψ_1	0.05	35.87
φ_1	0.09	36.51
J_1	0.30	89.94
OO_1	0.73	287.3
$2N_2$	3.09	47.25
μ_2	7.98	73.78
N_2	23.68	57.27
M_2	101.51	67.26
L_2	5.06	98.42
S_2	37.31	92.98
K_2	10.06	95.80
M_3	0.97	334.00
M_m	5.00	96.10
M_{sf}	5.12	148.73

Tabla 4-3.

La gran dificultad existente para entender cómo podía influir el Sol y la Luna sobre la Tierra hizo que se desarrollaran distintas y muy diversas teorías, algunas de ellas buscando otras causas del fenómeno observado. Así por ejemplo, según ideas de antiguas civilizaciones chinas, el agua era la sangre de la Tierra y las mareas su pulso. Platón pensaba que las mareas eran una especie de respiración de nuestro planeta, atribuyendo la causa a las oscilaciones de un líquido que llenaba las cavernas subterráneas, en comunicación con el océano, al que transmitía este movimiento. Poseidonio atribuía las mareas a la naturaleza de la Luna, que por ser húmeda y

caliente, provocaba un hinchamiento de la masa oceánica. Otra teoría defendía que la causa de las mareas estaba en un remolino, Malstrømmen, en la costa de Noruega, causando el agua que surgía del remolino la marea alta y el que desaparecía la marea baja. Aunque la teoría de mareas no experimentó progreso alguno hasta el s. XVI, el monje británico Beda el Venerable (673 - 735) creía que la marea estaba ocasionada por la Luna soplando sobre el agua. Describió, hacia el 730, cómo la subida de la marea a lo largo de una costa en las Islas Británicas coincidía con una bajada en otros puntos, conociendo además la progresión en tiempo de la marea alta de norte a sur a lo largo de la costa de Norte Umbría, descubriendo así el desfase de la marea oceánica. Hacia mitad del siglo XIII, el científico árabe Zakariya al-Qazwini (1203 - 1283) proclama, en un libro sobre las maravillas de la Creación, que las mareas estaban causadas por el calentamiento de las aguas originado por el Sol y la Luna, haciéndolas expandirse. Leonardo da Vinci atribuyó las mareas a un hinchamiento de las aguas “para la respiración del mundo”. En 1544, tras el descubrimiento de América, el científico italiano Julius Caesar Scaliger (1484 - 1558) sugirió que las mareas no estaban sólo causadas por la Luna, sino también por el agua oscilando entre las costas de Europa y América.

Ya en épocas más recientes, Galileo Galilei (1564 - 1642) expuso en su “Diálogo de los Dos Sistemas Principales del Mundo: el Ptolemaico y el Copernicano” que la rotación de la Tierra inducía movimientos del mar, que eran modificados por la forma de la cuenca para producir las mareas, teoría que fue modificada por el matemático británico John Wallis (1616 - 1703) al incluir entre las causas el movimiento de la Tierra alrededor del centro de gravedad del sistema Tierra-Luna. René Descartes (1596 - 1650) propuso que el espacio estaba lleno de éter invisible, que se comprimía al moverse la Luna alrededor de la Tierra, de tal forma que la presión se transmitía al mar originando las mareas. Johannes Kepler (1571 - 1630) pensó que las mareas se debían a una atracción de tipo magnético que ejercían el Sol y la Luna sobre el océano, acercándose más esta idea a la teoría del potencial gravitatorio.

La primera discusión válida sobre el origen de las mareas oceánicas la incluyó Isaac Newton (1642 - 1727) en sus “Philosophiae Naturalis Principia Mathematica”, cuando llegó a la conclusión de que no son más que una consecuencia de la Ley de Gravitación Universal. Supone que son debidas a que la Luna y el Sol atraen más a la parte líquida de la Tierra cerca de ellos que a la sólida, y más a ésta que al océano opuesto a ellos, produciéndose dos mareas

altas y dos bajas cada 24 horas y 50 minutos de media. Aunque fue capaz de calcular la fuerza de mareas del Sol y la Luna, esta teoría, desarrollada más adelante por Laplace, no es válida para la predicción, ya que considera una capa simple de océano, basándose en la hipótesis de que en cada instante el mar adopta la posición de equilibrio correspondiente a la distribución instantánea de las verticales. En esta teoría de equilibrio se considera, por lo tanto, una capa de fluido ideal de espesor constante, sin fricción ni inercia y sin la distribución irregular de los continentes, excediéndose la posición de equilibrio como resultado de la inercia. Pierre de Laplace (1749 - 1827) desempeñó también un papel importante en el desarrollo de la Teoría del Potencial, como veremos más adelante.

Anteriormente, el filósofo y científico alemán Immanuel Kant (1724 - 1804) escribió, en 1754, sobre el posible retardo del movimiento de rotación de la Tierra debido al fenómeno de mareas. Esta idea fue abandonada hasta 1853, cuando el oceanógrafo y meteorólogo norteamericano William Ferrel (1817 - 1891) señaló que la fricción por mareas, que produce una mayor duración del día, podía originar una aparente aceleración de los movimientos de los cuerpos celestes. El astrónomo y geodesta británico George B. Airy (1801 - 1892) también trabajó en este problema. Además, desarrolló los fundamentos del análisis armónico, pero fue William Thomson (1824 - 1907), también conocido como Lord Kelvin, la primera persona que puso en práctica un método de reducción de la marea por este procedimiento, en 1867. George Darwin (1845 - 1912), uno de los discípulos de Lord Kelvin, analizó series de 14 puertos de Inglaterra, Francia y la India, obteniendo la razón γ entre la altura de la marea oceánica en una Tierra elástica y en una Tierra sólida, mostrando que este valor es significativamente menor que uno.

Basándose en los principios anteriormente descritos, se desarrolló la Teoría del Potencial Astronómico de Marea, teoría que exponemos a continuación.

4.3 Teoría de mareas

De acuerdo con la teoría fundamental establecida por Newton en 1687, la respuesta del océano a la acción directa de las fuerzas de mareas es instantánea. En este sistema se considera, además, que la magnitud del desplazamiento vertical es función, únicamente, de las posiciones relativas de los astros. Por tanto, la elevación respecto al nivel medio de marea sería directamente

proporcional a la función potencial que genera el campo de fuerzas y su distribución espacial función de la posición geográfica y del tiempo.

Es evidente que la Teoría de Equilibrio, descrita a grandes rasgos en la sección anterior, no considera las particularidades de la propagación de las ondas de marea en un océano real. Ni siquiera la introducción de consideraciones hidrodinámicas, de las cuales Laplace fue pionero, han permitido una predicción exacta del fenómeno. Puede decirse que el mayor progreso en este campo se debe, como ya indicaba el propio Schwiderski [264] en 1982, al desarrollo de los modernos mareógrafos de profundidad, que permiten realizar observaciones en océanos abiertos. Unidos a potentes técnicas de análisis armónico, proporcionan una información imprescindible en el refinamiento de los modelos globales de marea construidos por métodos hidrodinámicos puros. En este sentido, y dada la complejidad del tratamiento matemático del fenómeno real, resulta satisfactorio adoptar la marea de equilibrio como modelo de comparación, si bien en la forma de desarrollo armónico establecida por Doodson en 1921 [68], completada con los términos lunisolares y planetarios que requiere la precisión de las observaciones actuales.

Al estar construida bajo hipótesis sumamente simplificadas, la “marea ponderada” contempla únicamente la respuesta de un océano ideal a las fuerzas primarias de mareas. En consecuencia, debe ser estimado todo un conjunto de efectos directos e indirectos que modifican la configuración inicial de equilibrio. Su adición, en áreas específicas y bajo ciertas condiciones, que desde el punto de vista geodésico afectan especialmente a las observaciones costeras y de marea geocéntrica, proporciona una mejor aproximación al desplazamiento vertical observado.

4.3.1 Análisis armónico de la Marea de Equilibrio

Dada la naturaleza vectorial del campo de fuerzas actuante sobre los océanos, es conveniente expresarlo en forma de función potencial, cuya diferenciación en las direcciones de los ejes del sistema de referencia local considerado, nos proporciona de forma inmediata el vector perturbación de marea. El desarrollo armónico de este potencial es fundamental en el análisis matemático y predicción de las mareas oceánicas.

El Potencial Perturbador de Marea se puede expresar en función de las coordenadas geocén-

tricas (r, ϕ, λ) del punto P considerado y de la posición de los astros perturbadores [349, 290]

$$V_L = \sum_{l=1}^L \sum_{n=2}^{\infty} K_{ln} \left(\frac{c_l}{R_l} \right)^{n+1} \left(\frac{r}{R} \right)^n [P_n(\text{sen } \phi) P_n(\text{sen } \delta_l) + \quad (4.1)$$

$$+ 2 \sum_{m=1}^n \frac{(n-m)!}{(n+m)!} P_{nm}(\text{sen } \phi) P_{nm}(\text{sen } \delta_l) \cos mH_l]$$

donde, para cada astro perturbador l

K_{ln} es una constante de expresión

$$\frac{4}{3} D_L \left(\frac{R}{c_l} \right)^{n-2}$$

D_L constante de Doodson, en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$

$$\frac{3}{4} G M_l \frac{R^2}{c_l^3}$$

$P_n(x)$ polinomios de Legendre de orden n

$$\frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dx^n} (x^2 - 1)^n$$

$P_{nm}(x)$ funciones asociadas de Legendre de primera especie

$$(1 - x^2)^{m/2} \frac{d^m P_n(x)}{dx^m}$$

R radio de una esfera de igual volumen que el elipsoide de referencia, de semiejes a y b , en m

$$[a_e^2 b]^1/3$$

G Constante de Gravitación Universal, de valor numérico

$$6.672 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

M_l masa del astro perturbador l -ésimo, en kilogramos

c_l distancia media entre los centros de gravedad de la Tierra y del astro perturbador l -ésimo

R_l distancia entre los centros de gravedad de la Tierra y del astro perturbador l -ésimo, en metros

(H_l, δ_l) coordenadas ecuatoriales horarias geocéntricas medias

La expresión anterior tiene su origen en estudios realizados en la primera mitad del s. XIX por Laplace, que introdujo el potencial de mareas expresándolo en función de la latitud del punto de observación, de la declinación y del ángulo horario del astro perturbador, mostrando la existencia de mareas parciales que podían ser expresadas como una función coseno cuyo

argumento aumenta con el tiempo. Laplace sólo consideró los términos correspondientes a la Luna y el Sol para $n = 2$, separando matemáticamente la función obtenida en tres familias de armónicos esféricos (zonal, tesimal y sectorial), que denomina Mareas de Primera, Segunda y Tercera Especie. Por otra parte, todas las variables que aparecen en el desarrollo de Laplace, excepto la latitud geográfica, son dependientes del tiempo, lo que permite asociar a cada familia el periodo principal de variación. Así, en las “Mareas de Primera Especie”, la función zonal es independiente del ángulo horario del astro perturbador ($m = 0$) dando lugar a los largos periodos. La segunda familia varía con $\cos H_l$ ($m = 1$), correspondiente a las mareas diurnas y la Tercera Especie ($m = 2$), por ser función de $\cos 2H_l$, constituye la banda semidiurna. Además, Laplace aplicó los principios del análisis armónico a la reducción de las mareas alta y baja, siendo el primero en tratar las mareas oceánicas como un problema del agua en movimiento.

Posteriormente, se introdujeron los términos de tercer orden para la Luna, obteniendo cuatro familias de armónicos esféricos: una zonal, correspondiente a los largos periodos, puesto que varía únicamente con $\sin \delta_l$, dos tesaerales, que contribuyen significativamente a los términos diurno y semidiurno de segundo orden, y una función armónica sectorial de carácter terciodiurno.

Se obtienen, así, diez familias principales de armónicos esféricos, siete para la Luna y tres para el Sol, en las que las partes variables de cada término están dadas por las expresiones

$$\begin{aligned}
 Z_{l2} &= \frac{1}{3} (1 - 3\sin^2 \phi) (1 - 3\sin^2 \delta_l) \\
 T_{l2} &= \sin 2\phi \sin 2\delta_l \cos H_l \\
 S_{l2} &= \cos^2 \phi \cos^2 \delta_l \cos 2H_l \\
 Z_{l3} &= \frac{1}{3} \sin \phi (3 - 5\sin^2 \phi) \sin \delta_l (3 - 5\sin^2 \delta_l) \\
 T_{l3}^1 &= \frac{1}{2} \cos \phi (1 - 5\sin^2 \phi) \cos \delta_l (1 - 5\sin^2 \delta_l) \cos H_l \\
 T_{l3}^2 &= 5\sin \phi \cos^2 \phi \sin \delta_l \cos^2 \delta_l \cos 2H_l \\
 S_{l3} &= \frac{5}{6} \cos^3 \phi \cos^3 \delta_l \cos 3H_l
 \end{aligned}$$

Tanto este conjunto de funciones como las obtenidas en generalizaciones posteriores, en las que se consideran términos solares y lunares de orden superior, y la acción de algunos planetas,

continúan llamándose Desarrollo de Laplace.

Doodson introdujo en las expresiones anteriores los coeficientes geodésicos G_{nm}^l , que expresan la dependencia del potencial perturbador de la latitud geográfica y de la constante de Doodson, y los términos perturbadores H_{nm}^l , que dependen de la posición del astro [19, 349]

$$V_L = \sum_{l=1}^L \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{c_l}{R_l} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n G_{nm}^l H_{nm}^l \quad (4.2)$$

La utilización de los coeficientes geodésicos, establecidos a principios del s. XX, ha trascendido a los programas actuales de cálculo.

Teniendo en cuenta la expresión (4.1) del potencial astronómico de mareas, pueden ser obtenidas las componentes de la fuerza de mareas en las direcciones de los ejes del sistema local de referencia, actuantes en todo punto del océano. Por otro lado, bajo la acción directa del potencial perturbador, las superficies equipotenciales sufren un desplazamiento vertical. En efecto, si se considera el potencial gravífico terrestre W , suma de los potenciales gravitatorio y centrífugo, en una superficie de nivel W es constante. Al actuar las fuerzas de mareas sobre ella se deforma, verificándose [19, 174] que

$$W_{r+\zeta} + V_L = W_r \quad (4.3)$$

y la superficie de nivel inicial se desplaza una distancia ζ verticalmente. Por lo tanto, la magnitud del desplazamiento puede obtenerse teniendo en cuenta que

$$W_{r+\zeta} = W_r + \zeta \frac{\partial W}{\partial r} = W_r - \zeta g$$

donde g es la aceleración de la gravedad. Entonces, teniendo en cuenta (4.3) se verifica que

$$\zeta = \frac{V_L}{g}$$

Cuando la superficie equipotencial considerada es el geoide ($W = W_0$), la deformación sufrida por ella, debido a la adición del potencial astronómico, constituye la denominada marea del geoide. Y la marea de equilibrio es definida en relación con esta superficie de nivel. Suponga-

mos que la Tierra sólida fuera rígida y estuviera recubierta totalmente por una capa simple de océano, de espesor considerable, formada por un fluido no viscoso e incompresible, no existiendo por tanto fuerzas de rozamiento interno, sin inercia y sin anomalías de densidad y temperatura, y cuya densidad fuese tan pequeña que se pudiera despreciar el potencial derivado de la propia deformación. Entonces la superficie libre reaccionaría de forma instantánea a las fuerzas derivadas del potencial $W + V_L$, adaptándose a las superficies de nivel de dicho campo. En consecuencia, el desplazamiento vertical de este océano mundial estaría descrito en cualquier instante por la superficie de nivel ζ del campo suma del gravífico interno y perturbador de mareas, siendo su superficie perpendicular a la resultante de las fuerzas de la gravedad y de mareas. Las componentes de la fuerza horizontal tangentes a esta superficie se anularían, porque la fuerza de mareas se equilibra con la componente del vector gravedad en el plano horizontal. A ζ se le denomina, por este motivo, **altura de la marea de equilibrio**, y no puede ser medida con mareógrafos ligados a la corteza terrestre, ya que bajo hipótesis tan simplificadas no coincide con la marea del océano real. Sin embargo, a pesar de que V_L y ζ varían con el tiempo y de que el problema de las mareas oceánicas es dinámico, ζ sigue siendo una representación válida de la fuerza de mareas.

La marea de equilibrio de puede acotar numéricamente de forma aproximada si se considera orden 2, $r \simeq R$, $c_M \simeq R_M$ y $c_S \simeq R_S$ (para la Luna M y el Sol S), obteniéndose un valor máximo para la altura de la marea de equilibrio de $\Delta\zeta = 0.7809$ m [174]. Este valor no corresponde a los valores obtenidos por observación, porque la altura de la marea de equilibrio se modifica por diversos factores, como las características del océano o la forma de la cuenca. No obstante, puesto que refleja bastante bien el comportamiento de las regiones batipelágica y abisopelágica, de profundidades medias superiores a los 1200 m, partiendo de una expresión distinta de la utilizada en [174], hemos determinado los valores máximos teóricos que puede alcanzar la marea de equilibrio en función de la latitud. Hemos partido de la expresión del potencial (4.1), utilizando hasta el orden 6, incluido, aunque para la estimación teórica, y teniendo en cuenta la precisión de las observaciones, no es necesario. En efecto, determinando los valores numéricos de los coeficientes de la marea parcial para un valor medio de la gravedad, aproximando $r \simeq R$, $c_L \simeq R_L$ y $c_S \simeq R_S$ y utilizando los valores de las constantes proporcionados por la IAU (1976) y el Astronomical Almanac [9], se obtienen los resultados de la tabla 4-4. En ella, se representa

cada coeficiente de la marea parcial dividido por el valor medio de la gravedad, en orden a obtener una estimación de la amplitud de los armónicos que se deriven de los potenciales del orden correspondiente.

	Lunar	Solar
$n = 2$	0.3569970 m	$1.642773 \cdot 10^{-1}$ m
$n = 3$	$5.9345 \cdot 10^{-3}$ m	$6.981945 \cdot 10^{-6}$ m
$n = 4$	$9.831221 \cdot 10^{-5}$ m	$\sim 10^{-10}$ m
$n = 5$	$1.5635347 \cdot 10^{-5}$ m	despreciable
$n = 6$	$\sim 10^{-8}$ m	despreciable

Tabla 4-4.

Como los instrumentos actuales pueden llegar a medir hasta la décima de milímetro, no se mejora la determinación utilizando términos del potencial de orden superior al indicado en la tabla. El valor de la gravedad que hemos utilizado es el valor de la gravedad normal, que depende de la latitud. En una estimación más precisa, debería tenerse en cuenta la ondulación del geoide y el efecto de dg . Los valores máximos de la amplitud en cada una de las componentes han sido estimados separando los términos constantes, de largo periodo y las especies de diurna a sextodiurna. Se ha calculado la declinación del Sol y de la Luna que maximizan y minimizan los términos de las distintas especies. Los resultados obtenidos, dependiendo de la latitud, se representan en las siguientes figuras. En la figura 4-4 se ha representado el desplazamiento vertical teórico ocasionado por los términos constantes; presenta una diferencia de desplazamiento en lugares de distinta latitud superior a los 30 cm, es positivo en el Ecuador y negativo en los Polos. Esto produce un achatamiento mayor en la Tierra con origen en la existencia del Sol y de la Luna. Sin embargo, la determinación de estos términos constantes, también conocidos como M_0 y S_0 , sólo es posible de forma teórica mediante

$$\begin{aligned}
 M_0 + S_0 &= \frac{1}{g} (K_{L2}G_{20} + K_{L4}G_{40}) & (4.4) \\
 &= \frac{1}{g} \left[\frac{1}{4} K_{L2} (1 - 3\text{sen}^2 \phi) + \frac{9}{32} K_{L4} \left(\frac{7}{2} \text{sen}^4 \phi - 5\text{sen}^2 \phi + \frac{1}{2} \right) \right]
 \end{aligned}$$

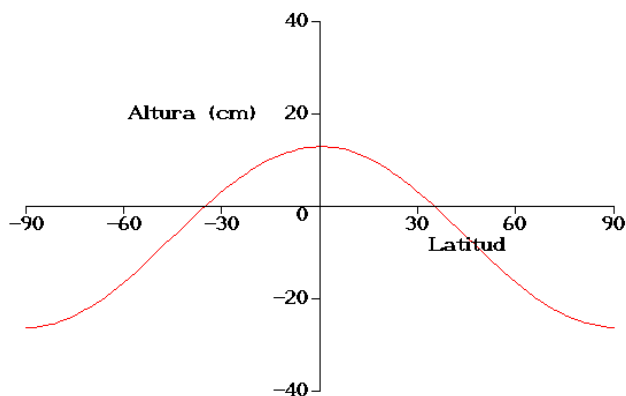


Figura 4-4: Desplazamiento vertical constante ocasionado por las fuerzas de marea.

donde K_{L2} y K_{L4} son los coeficientes de la marea parcial suma del correspondiente a la Luna y al Sol normalizados y G_{20} y G_{40} son los coeficientes geodésicos derivados de los potenciales de orden 2 y 4. Sin embargo, la deformación estática permanente que producen depende no sólo de la fuerza de mareas ejercida por los cuerpos celestes, sino también de las propiedades físicas del agua oceánica, propiedades que varían dependiendo de la posición geográfica, así como de las características de composición y distribución espacial del fondo. Su determinación no resulta posible por métodos estándar ya que estos términos no presentan ni factor de amplitud ni desfase, por lo que no se pueden determinar empíricamente. No obstante, existen variaciones de la amplitud del término constante que sí se podrían determinar, como las asociadas a variaciones de salinidad o de temperatura. Por otra parte, los términos constantes tienen tres efectos asociados: su propia deformación permanente, el potencial derivado de la deformación y el efecto de carga. Al existir estos términos y no ser posible su eliminación, no se puede decir que el nivel medio del océano determinado empíricamente sea la superficie equipotencial del campo gravítico terrestre que mejor aproxima a la figura de la Tierra. Otra cuestión es si una hipotética superficie de equilibrio de un océano sin perturbaciones aproxima a esta superficie equipotencial.

En la figura 4-5 se han representado las máximas elevaciones que puede alcanzar el océano debido a las componentes de largo periodo, diurnas y semidiurnas. La amplitud de los términos

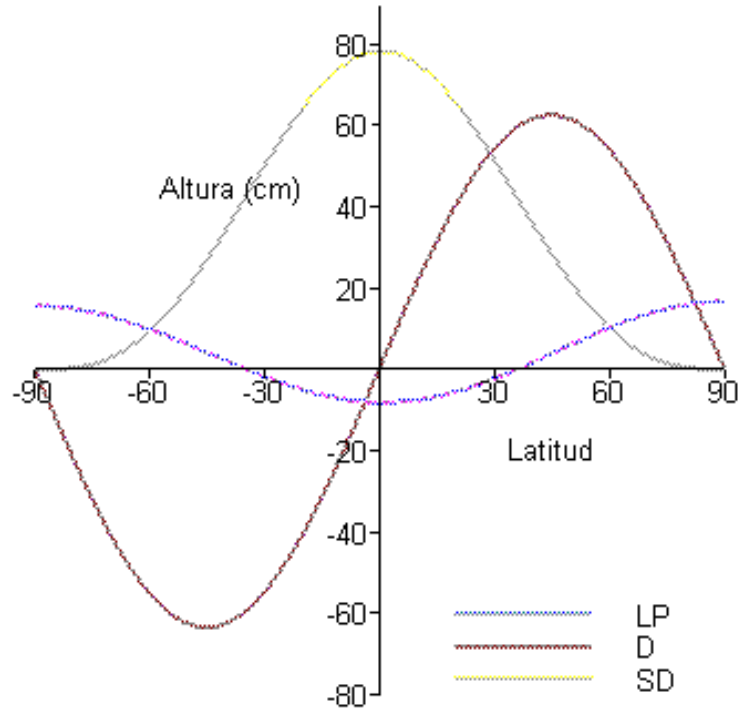


Figura 4-5: Amplitud teórica de las componentes de largo periodo, diurnas y semidiurnas.

de largo periodo varía de forma semejante al término constante, pero en este caso la amplitud mínima se alcanza en los Polos (más de 15 cm) y la máxima en el Ecuador. Hay que señalar que la amplitud de los términos de largo periodo en el Ecuador siempre es negativa, ya que el término que más contribuye es el derivado del potencial de orden 2 y su expresión es

$$\frac{1}{4}K_{l2} (3\text{sen}^2\phi - 1) (3\text{sen}^2\delta_l - 1)$$

donde ϕ es la latitud geocéntrica y δ_l es la declinación del astro perturbador. Como se puede apreciar en la ecuación anterior, la amplitud de la componente de largo periodo para puntos cercanos al Ecuador es menor que cero siempre y, por lo tanto, también lo será la amplitud máxima que alcance. Respecto a las componentes diurnas, se puede destacar que la amplitud máxima de estas componentes se alcanza para latitudes medias, aproximadamente de 60 cm. En los Polos y en el Ecuador, la amplitud máxima de estas ondas es prácticamente nula, ya que el término de mayor amplitud es el correspondiente al potencial de orden 2, que tiene la

expresión

$$3K_{12} \cos \phi \cos \delta_l \cos H_l$$

donde H_l es el ángulo horario del astro perturbador, y dicha expresión se anula tanto en los Polos como en el Ecuador. En las componentes semidiurnas se puede observar que alcanzan la amplitud máxima mayor se alcanza en el Ecuador y que la amplitud en los Polos es prácticamente nula, ya que el término correspondiente del potencial de orden 2 está dado por

$$\frac{3}{4}K_{12} \cos^2 \phi \cos^2 \delta_l \cos 2H_l$$

y se anula en los Polos.

La magnitud de las componentes de menor periodo disminuye considerablemente, como se puede observar en la figura 4-6, donde cada especie se ha representado en una escala distinta. Las componentes terciodiurnas alcanzan un máximo de amplitud, del orden de 0.7 cm, en el Ecuador y un mínimo, prácticamente nulo, en los Polos. De nuevo es debido al término de mayor amplitud, correspondiente en este caso al potencial de orden 3, y que tiene la expresión

$$\frac{5}{8}K_{13} \cos^3 \phi \cos^3 \delta_l \cos 3H_l$$

Muy similar es la distribución con la latitud de las componentes cuartodiurnas, quintodiurnas y sextodiurnas, lo que está explicado por la principal contribución de los términos

$$\begin{aligned} &\frac{35}{64}K_{14} \cos^4 \phi \cos^4 \delta_l \cos 4H_l \\ &\frac{63}{126}K_{15} \cos^5 \phi \cos^5 \delta_l \cos 5H_l \\ &\frac{231}{512}K_{16} \cos^6 \phi \cos^6 \delta_l \cos 6H_l \end{aligned}$$

derivados de los potenciales de orden 4, 5 y 6 respectivamente. La amplitud teórica es de aproximadamente 10^{-2} , 10^{-4} y 10^{-6} cm y en los tres casos se alcanza en el Ecuador.

Si se determina la distribución con la latitud de la amplitud teórica de marea, suma de las contribuciones parciales anteriores incluyendo los términos constantes (figura 4-7), se puede

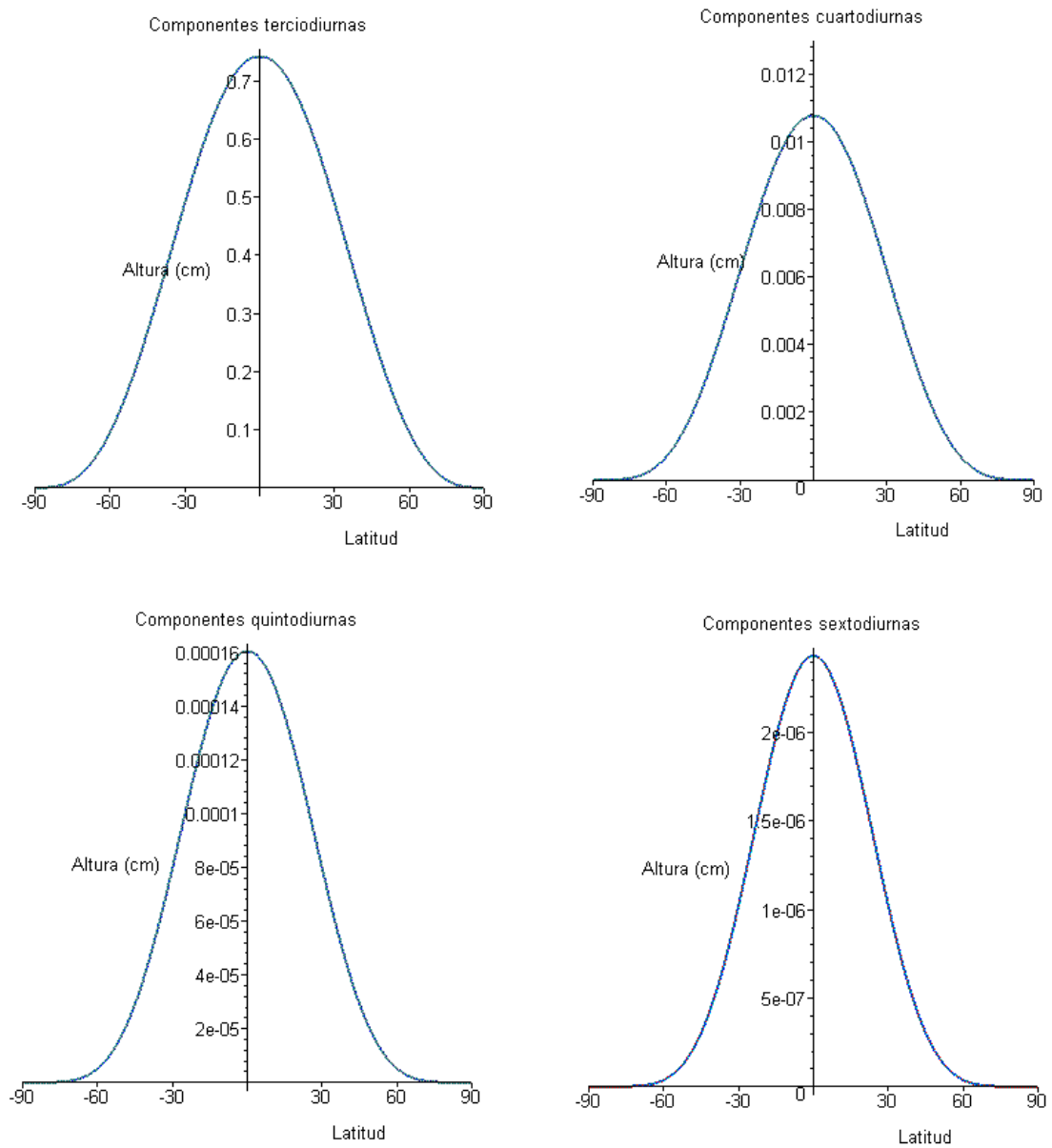


Figura 4-6: Amplitud teórica de las componentes terciodiurnas, cuartodiurnas, quintodiurnas y sextodiurnas de marea oceánica.

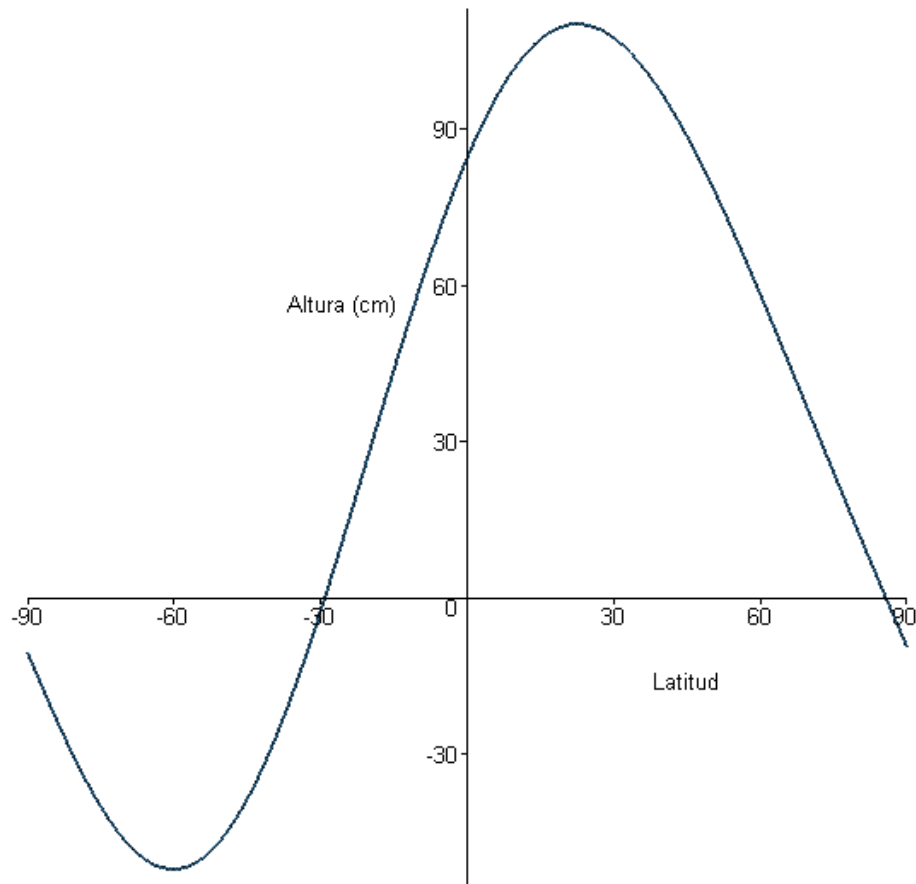


Figura 4-7: Distribución de la amplitud de la marea de equilibrio con la latitud.

observar que la máxima variación se da en latitudes tropicales del hemisferio norte, y la mínima en latitudes altas del hemisferio sur. Esto es debido principalmente a la distribución presentada por las componentes diurnas, que no es simétrica respecto al Ecuador y a los términos constantes, de largo periodo y semidiurnos, que son los de mayor amplitud. Sin embargo, la amplitud observada de las distintas componentes obtenidas por análisis de las observaciones es distinta a la obtenida de forma teórica. Por lo tanto, aunque a partir de estas estimaciones teóricas puede parecer que las componentes terciodiurnas, cuartodiurnas y quintodiurnas están por debajo del nivel de ruido, en la práctica no sucede así, siendo, por ejemplo, la amplitud de las componentes observadas en Santander del orden de 4.5 cm [45].

Debido a la complejidad de los movimientos orbitales de los distintos astros que forman parte del Sistema Solar, la expresión (4.2) no es adecuada como modelo de comparación en el análisis de mareas. En ella, tanto $(c_l/R_l)^{n+1}$ como los términos perturbadores H_{nm}^l tienen expresiones en función del tiempo muy complicadas. A pesar de esto, las componentes de los movimientos orbitales pueden ser separadas de tal manera que V_L quede expresado como suma de términos seno y coseno. El resultado es una suma de ondas sinusoidales puras, que tienen como argumento funciones lineales del tiempo, dependiendo la amplitud de estos argumentos exclusivamente de la latitud geocéntrica del punto de observación.

El primer desarrollo armónico de este tipo del potencial fue realizado por Ferrel en 1874, conteniendo un número muy limitado de armónicos principales. En la actualidad existen desarrollos del potencial que superan los 10000 armónicos. Entre ellos destaca el de Arthur T. Doodson (1890-1968) que, considerando la acción de la Luna y el Sol sobre la Tierra y basándose en la teoría lunar de Brown [33], sustituyó las variables utilizadas por Laplace por un conjunto de seis variables fundamentales que dependen linealmente del tiempo, al menos durante un amplio intervalo temporal. Estas variables son

- τ tiempo lunar medio,
- s longitud eclíptica media de la Luna,
- h longitud eclíptica media del Sol,
- p longitud eclíptica media del perigeo lunar,
- N' longitud eclíptica media N del nodo ascendente Ω de la órbita lunar cambiada de signo,
- p_s longitud eclíptica media del perigeo solar.

A. T. Doodson llega a una expresión de la forma [68]

$$V_{MS}(r, \phi, \tau, s, h, p, N', p_s) = \sum_{l=M,S} \sum_{n=2}^{n_l} \sum_{m=0}^n \sum_{ABCDE} V_n^{mABCDE}(r, \phi, \tau, s, h, p, N', p_s) \quad (4.5)$$

donde

$$V_n^{mABCDE}(r, \phi, \tau, s, h, p, N', p_s) = G_{nm}^l K_n^{mABCDE} \begin{Bmatrix} \text{sen} \\ \text{cos} \end{Bmatrix} (\Psi_n^{mABCDE})$$

siendo G_{nm}^l la función geodésica correspondiente, K_n^{mABCDE} el coeficiente de marea parcial y

$$\Psi_n^{mABCDE} = m\tau + As + Bh + Cp + DN' + Ep_s$$

su fase, argumento de funciones seno o coseno según $n + m$ sea par o impar.

Doodson introdujo el conjunto (m, A, B, C, D, E) para hacer una clasificación de los armónicos. El número m , coeficiente del tiempo lunar medio τ , determina la especie de marea, como ya se ha indicado anteriormente. A, B, C, D y E son números que representan los coeficientes de las cinco variables s, h, p, N' y p_s . Doodson llama número argumento a la combinación $\{m, (A + 5), (B + 5), (C + 5), (D + 5), (E + 5)\}$. La razón por la que se añade 5 es para evitar números negativos. $(m, (A + 5))$ es el número de grupo y caracteriza las ondas que pueden separarse en el análisis de observaciones de 1 mes de longitud. El número constituyente es $(m, (A + 5), (B + 5))$ y permite diferenciar armónicos que pueden separarse en un análisis de observaciones que abarquen un año. Consta de un total de 1178 armónicos. Por otra parte, cada uno de los argumentos utilizado por Doodson se puede expresar en función del tiempo T medido en siglos julianos de 36525 días de efemérides. Y, si se considera la velocidad angular horaria de s, h, p, N' y p_s , Ψ_n^{mABCDE} se puede expresar en función del Tiempo Universal.

Se pueden calcular las componentes de la fuerza derivada del potencial anterior en las distintas direcciones. Generalmente se consideran la componente vertical, que da lugar a la elevación del océano y la componente horizontal, que origina las corrientes de marea. Para ello, se considera un sistema de referencia local elegido, normalmente, con origen O en el punto de observación, eje Oz en la dirección de la vertical hacia el zénit, a lo largo de la cual actúa la fuerza de la gravedad, y los dos ejes restantes en la plano horizontal, Ox orientado hacia el Sur en la dirección del meridiano del lugar y Oy en la dirección del primer vertical hacia el Este [174]. En este sistema, las componentes de la fuerza de marea en la dirección Norte-Sur (positiva hacia el Sur), Este-Oeste (positiva hacia el Este) y de la vertical (positiva hacia el zénit) son

$$dh_{NS} = -\frac{\partial V_L}{r\partial\phi} = -\sum_{M=M_i} C_0 \left(\frac{r}{R}\right)^{n-1} x_{nm}(\phi) K_n^{mABCDE} \begin{Bmatrix} \cos \\ \text{sen} \end{Bmatrix} (\Psi_n^{mABCDE} + \pi F_{nm})$$

$$dh_{EW} = -\frac{\partial V_L}{r \cos \phi \partial \phi} = -\sum_{M=M_i} C_0 \left(\frac{r}{R}\right)^{n-1} y_{nm}(\phi) K_n^{mABCDE} \begin{Bmatrix} \cos \\ \text{sen} \end{Bmatrix} \left(\Psi_n^{mABCDE} + \frac{\pi}{2}\right)$$

$$dg = -\frac{\partial V_L}{\partial r} = \sum_{M=M_i} C_0 \left(\frac{r}{R}\right)^{n-1} z_{nm}(\phi) K_n^{mABCDE} \begin{Bmatrix} \cos \\ \text{sen} \end{Bmatrix} (\Psi_n^{mABCDE})$$

donde, como en $V_{nm}^{mABCDE}(r, \phi, \tau, s, h, p, N', p_s)$, las fases son argumentos coseno o del seno según sea $n + m$ par o impar, $C_0 = \frac{D_0}{R} = 4.12446 \times 10^{-7} \text{ms}^{-2}$, según los sistemas IAU 1976 e IUGG 1980, y las funciones $x_{nm}(u)$, $y_{nm}(u)$, $z_{nm}(u)$ y las constantes F_{nm} han sido listadas en la tabla 4-5 para los valores de $n = 2, 3$. En ellas se puede observar que la componente horizontal de la fuerza de mareas en la dirección Este-Oeste no posee términos de largo periodo.

Por otro lado, para calcular la elevación teórica del océano bajo la acción de estas fuerzas vamos a considerar el potencial generador de mareas y utilizar la marea de equilibrio, expuesta anteriormente.

n	m	$x_{nm}(u)$	$y_{nm}(u)$	$z_{nm}(u)$	F_{nm}
2	0	$1.5 \text{sen } 2\phi$	0	$1 - 3 \text{sen}^2 \phi$	0
2	1	$\cos 2\phi$	$2 \text{sen } \phi$	$2 \text{sen } 2\phi$	1
2	2	$\text{sen } 2\phi$	$2 \cos \phi$	$2 \cos^2 \phi$	0
3	0	$1.5 \cos \phi (1 - 5 \text{sen}^2 \phi)$	0	$1.5 \text{sen } \phi (3 - 5 \text{sen}^2 \phi)$	1
3	1	$0.72681 \text{sen } \phi (15 \text{sen}^2 \phi - 4)$	$0.72618 (1 - 5 \text{sen}^2 \phi)$	$2.17854 \cos \phi (1 - 5 \text{sen}^2 \phi)$	0
3	2	$2.59808 \cos \phi (1 - 3 \text{sen}^2 \phi)$	$2.59808 \text{sen } 2\phi$	$3.89712 \text{sen } 2\phi \cos \phi$	1
3	3	$1.5 \text{sen } 2\phi \cos \phi$	$3 \cos^2 \phi$	$3 \cos^3 \phi$	0

Tabla 4-5.

Se considera, además, sólo la constante de Doodson correspondiente a la Luna, que denotaremos a partir de ahora D_0 , ya que la correspondiente a otros cuerpos se puede expresar a partir de la primera, incluyéndose en el coeficiente de la marea parcial el factor que las relaciona, y que seguiremos denotando de igual manera. Para obtener esta expresión se consideraba inicialmente la relación entre las masa de otro astro y de la Luna (que a su vez se calcula a partir de la razón entre los radios aparentes de ambos cuerpos y de sus densidades medias), del semieje mayor de la órbita no perturbada de la Tierra y de la paralaje ecuatorial media de

ambos [19]. La relación obtenida, usando los valores del sistema de referencia WG 84, para el caso de la Luna y el Sol, es la siguiente

$$D_S = 0.49592D_M$$

Esta igualdad pone, así mismo, de manifiesto la relación entre la fuerza de mareas con origen solar y lunar, siendo el efecto lunar aproximadamente el doble que el efecto solar

La importancia de un desarrollo del potencial generador de marea lo más preciso posible radica en que el ajuste de las constantes armónicas utiliza el desarrollo del potencial como modelo de comparación. Cuanto mayor sea la precisión obtenida en su determinación, mayor información se podrá obtener a través del análisis de los datos. Además, si este desarrollo está calculado con algún tipo de error, los resultados obtenidos también se verán afectados. Para evitar esta situación, los valores teóricos deben tener mayor precisión que las observaciones de marea [284].

Basándose en la revisión de las constantes astronómicas y en la reelaboración de la teoría lunar de Brown a partir de sus fundamentos por ordenadores, D. E. Cartwright, R. J. Tayler y A. C. Edden, [40, 41] desarrollaron un nuevo potencial generador de marea (CTE). Se incorporan varias correcciones, como las debidas a la nutación y a la acción indirecta de los planetas, ignoradas por Doodson, y en el que los coeficientes armónicos están dados con 5 cifras decimales significativas. Para el cálculo de las efemérides, se basaron en los trabajos de Eckert, Jones y Clark [78], que tienen una precisión de 10^{-7} radianes, precisión que delimita un total de 277 armónicos solares (muchos de los cuales con argumentos comunes) y 15 perturbaciones planetarias muy pequeñas. Los argumentos fundamentales son similares a los de Doodson, pero consideraron también la longitud media de los planetas. Fueron calculados en función del tiempo de efemérides en siglos julianos. De los planetas se considera la acción sobre el movimiento lunar de Venus y Júpiter principalmente, pero también algunas amplitudes no despreciables de Marte y Saturno. El cálculo del potencial se realiza para una esfera con el radio ecuatorial de la Tierra, sin tener en cuenta el ajuste ni a una figura esferoidal ni al geoide. Mientras el desarrollo de Doodson contaba con 386 componentes, el potencial CTE consta de un total de 504 términos: 127 de largo periodo, 205 diurnas, 155 semidiurnas y 17 terciodiurnas. La

principal diferencia entre el desarrollo de CTE y el de Doodson está en los términos dominados por el potencial solar. Este desarrollo fue ampliamente utilizado y considerado con estándar hasta que la publicación del desarrollo de Y. Tamura, pero siendo actualmente aceptado su uso para el análisis de mareas.

Siguiendo un procedimiento similar al empleado por Cartwright, Tayler, Edden, en 1985 Büllsfeld [34] obtiene un desarrollo armónico del potencial con 656 términos. Se basa en las mismas efemérides que los autores anteriores, pero considera orden 4 para la Luna y orden 2 para el Sol.

Q. Xi [340, 341, 342] repitió, así mismo, el proceso seguido por Doodson para obtener su desarrollo del potencial, pero a partir de las nuevas constantes astronómicas y basándose en los ordenadores. Se corrigieron entonces algunos errores detectados en el desarrollo de Doodson, refiriéndose así mismo los cálculos no a J1900.0, sino a J2000.0. Además, se tuvieron en cuenta las variaciones de la oblicuidad de la eclíptica y de la excentricidad de la órbita terrestre, que ocasionan variaciones seculares que son detectadas en las amplitudes de los distintos armónicos y se calcularon los polinomios de Legendre de orden 4. El desarrollo así obtenido constaba de 1178 términos en 1987, mejorándose en 1989 con un total de 3070 términos, obtenidos con una precisión de 6 decimales significativos. En el último de estos trabajos, Xi señaló la existencia de 136 términos de largo periodo en la banda semidiurna, 12 términos diurnos en la banda terciodiurna y 2 términos de largo periodo en la banda cuartodiurna, todas de amplitud menor a $6 \cdot 10^{-6}$. Estas ondas son interpretadas por este autor como fenómenos de multifrecuencia, aparecen sólo en desarrollos del potencial analíticos y son denominadas pseudo-ondas.

A partir de una nueva revisión de las tablas astronómicas, Y. Tamura [284] obtuvo en 1987 un nuevo desarrollo del potencial generador de marea, conteniendo hasta el potencial de cuarto orden para la Luna y de orden tres para el Sol. Los coeficientes de amplitud se dan con 6 decimales significativos. En este desarrollo se incluyen todos los constituyentes cuya amplitud es mayor que 10×10^{-6} para el potencial de segundo orden, 7×10^{-6} para el de tercer orden y de 5×10^{-6} para el de cuarto. Tamura consideró los 8 argumentos siguientes

$$f_1 = 15^\circ t + \alpha_m - s + h,$$

$$f_2 = s + \Delta s,$$

$$f_3 = h + \Delta h,$$

$$f_4 = p,$$

$$f_5 = N',$$

$$f_6 = p_s,$$

f_7, f_8 : periodos de revolución sinódica de Júpiter y Venus,

donde s, h, p, N' y p_s fueron definidas anteriormente, α_m es la ascensión recta del Sol ficticio que define el Tiempo Universal y Δs y Δh son las perturbaciones de largo periodo de la Luna y el Sol, respectivamente. Introdujo, pues, 2 nuevos argumentos para el cálculo de las efemérides a partir de la acción indirecta de Júpiter y Venus sobre la órbita de la Tierra, pero sin considerar el potencial gravitatorio creado directamente por la acción de los planetas. Además considera la posición real de la Luna y el Sol, no la aparente como Doodson, ya que la acción gravitatoria se refiere a la posición real. Todos los argumentos anteriores se pueden expresar en función del Tiempo Universal y del Tiempo Dinámico Terrestre. Por lo tanto, como en el caso anterior, el argumento de la función coseno se puede expresar en función del TU, lo que posibilita el análisis.

El método seguido por Tamura es esencialmente el mismo que usaron CTE. En primer lugar se calcula directamente el potencial a partir de las posiciones de la Luna, el Sol y los planetas para un gran intervalo de tiempo, determinándose posteriormente los coeficientes de amplitud por mínimos cuadrados y comprobándose si las fases son correctas o no. Se obtiene, además, la tendencia secular de las amplitudes de los constituyentes al determinarse 4 conjuntos de coeficientes para las épocas centrales 1960, 1980, 2000 y 2020. Este método de determinación del potencial generador de marea se conoce como método espectral, en oposición al método analítico utilizado por Doodson y Xi, donde el potencial es desarrollado a partir de variables linealmente dependientes del tiempo. Como fue señalado por Xi [342], la precisión de los métodos espectrales depende tanto de los valores teóricos de la acción perturbadora de los astros como del método utilizado para la separación de las ondas de marea y la precisión de los métodos analíticos depende de la precisión de las efemérides de los astros considerados.

El desarrollo del potencial armónico HW95 (Hartmann y Wenzel) se obtiene a partir del potencial creado por la Luna, el Sol y los planetas Venus, Júpiter, Marte, Mercurio y Saturno [126, 127]. Contiene 12935 ondas, 1483 de las cuales están originadas por la acción directa de los planetas. Está basado en las efemérides de la Luna y los planetas entre los años 1850 y

2150. Además de los argumentos de Doodson considera la longitud media de los planetas.

Con la aparición de software para cálculo matemático se ampliaron las posibilidades de cálculo y se presentaron los primeros desarrollos del potencial utilizando estas herramientas. En 1994, Roosbeek y Dehant [244] calcularon con Mathematica un potencial generador de mareas, denominado POT93, considerando que la figura de la Tierra es una esfera y que sus propiedades reológicas presentan simetría de revolución. Este potencial sólo considera los efectos del Sol y la Luna, se basa en el desarrollo respecto a las variables linealmente dependientes del tiempo. Tiene 3300 términos y se consideran los potenciales de orden 4 para la Luna y 3 para el Sol. Las efemérides utilizadas son, de nuevo, las calculadas por Eckert, Jones y Clark [78] para la Luna y las calculadas por los autores a partir de la Ecuación de Kepler para el Sol. Una actualización de este potencial de marea fue presentado por Roosbeek en 1994 [246], considerando el aplanamiento de la Tierra y el efecto de la nutación sobre la oblicuidad de la eclíptica. Según señala su autor, el efecto de estos términos adicionales en el caso de la gravedad es, respectivamente, 5 y 17 nanogales. Otros efectos que tienen una influencia sobre el desarrollo del potencial generador de marea señalados por el autor (aunque no incluidos) son las variaciones temporales de la excentricidad y de la oblicuidad de la eclíptica (para una época central distinta de J2000.0), efectos indirectos de planetas, influencia de la Luna sobre el movimiento aparente del Sol (implican una redeterminación del potencial generador) y otros efectos que pueden ser considerados en términos adicionales (efectos directos de los planetas y grado 5 del potencial Lunar). Así mismo, señala efectos que tienen una influencia sobre la marea, pero no sobre el potencial, como la variación secular de los argumentos o el efecto de la nutación en longitud. En 1996 este autor obtuvo [247], por métodos analíticos, un nuevo desarrollo del potencial generador, denominado RATGP95 considerando grado cinco para la Luna y tres para el Sol, efectos planetarios directos (atracción gravitatoria) e indirectos (perturbaciones en las órbitas de la Tierra y la Luna), nutación, perturbaciones lunares sobre la órbita terrestre y aplanamiento de la Tierra. El potencial obtenido consta de un total de 6499 términos.

Estos autores muestran en un trabajo posterior la existencia, en POT93, de pseudo-ondas similares a las obtenidas por Xi, pero con una amplitud menor ($4 \cdot 10^{-7}$) [245]. Esta amplitud está marcada, igual que en el desarrollo del potencial obtenido por Xi en 1989, por el nivel de precisión, por lo que interpretan que son simplemente ruido. Este tema también fue tratado de

nuevo por Xi en 1999 [343], atribuyéndolo a errores de truncamiento. En este mismo trabajo, Xi señala que en algunos desarrollos recientes del potencial (Tamura-87, POT93, HW95) las amplitudes de las ondas de marea dependen del tiempo, lo que debería ser tenido en cuenta al realizar el análisis de marea.

Aunque en las expresiones del potencial perturbador de marea hemos considerado la influencia sobre la Tierra de todos los cuerpos celestes, influencia que ya ha sido contemplada por algunos desarrollos del potencial y, además, hemos considerado una suma infinita de términos, en la práctica, debido a la precisión actual de las observaciones, el cálculo de la marea se realiza normalmente considerando la actuación del Sol y de la Luna, y los desarrollos armónicos de orden 3 para la Luna y 2 para el Sol.

Por otra parte, la obtención de un modelo de marea se basa en que las variaciones de marea se pueden representar por un número finito de términos de la forma

$$\delta_n H_n \cos(\omega_n t + \varphi_{ne}^P - k_n) \quad (4.6)$$

donde usamos la terminología usada de forma estándar para marea oceánica

- H_n amplitud teórica del grupo, coincidente con la del constituyente principal,
- ω_n velocidad angular del grupo,
- φ_{ne}^P fase inicial en el punto de observación,
- k_n desfase observado en el punto de observación,
- δ_n factor de amplitud respecto a la marea de equilibrio.

La velocidad angular ω_n se puede expresar en función de los elementos orbitales utilizados en el potencial correspondiente. Esta representación es posible, ya que se pueden determinar la amplitud teórica H_{ni}^t y la fase inicial φ_{nie}^t de cada onda del grupo a partir de (4.5) y, posteriormente, obtener la amplitud teórica H_n y fase teórica φ_{ne}^P del constituyente dominante. Por análisis armónico se determinan el factor de amplitud δ_n y el desfase k_n del grupo. Tenemos que señalar que φ_{ne}^P y k_n dependen de la posición geográfica del punto de observación. Por otra parte, la inclusión en un mismo grupo de términos de distinta velocidad angular produce variaciones en amplitud y fase del grupo con el tiempo, dando lugar a las modulaciones astronómicas.

4.3.2 Efectos indirectos

Los desplazamientos verticales observados en un punto del océano no se corresponden con la respuesta proporcionada por la Teoría de Equilibrio. Esta discrepancia no sólo tiene su origen en las características particulares de un océano real, sino también en la existencia de desplazamientos laterales de las partículas oceánicas, que modifican la componente radial en zonas costeras, y en la acción de las fuerzas de mareas sobre la tierra sólida y la atmósfera. Consecuentemente, los fenómenos de mareas incluyen un complejo conjunto de efectos indirectos que, en el desplazamiento vertical del océano, se manifiestan fundamentalmente como modificaciones de la amplitud y el desfase observados. En esencia, estas variaciones se deben a la acción de las corrientes de marea oceánica, a las mareas terrestre y atmosférica y a los efectos de carga de la atmósfera sobre el océano y del océano sobre el fondo, debidos a las mareas atmosférica y oceánica, respectivamente. Adicionalmente, es necesario tener en cuenta las variaciones del potencial ocasionadas por la propia deformación. Por último, hay que señalar que el estudio y determinación de estos efectos indirectos está íntimamente ligado al sistema de referencia considerado, como se mostrará a lo largo de esta sección.

Tal como se definía en el inicio de este capítulo, se denominan corrientes de marea a los movimientos laterales, de velocidad y dirección periódicas, que afectan a toda la masa oceánica y tienen su origen en la acción de la componente horizontal de la fuerza primaria de mareas.

Al derivar del potencial astronómico de marea, si se efectúa un análisis numérico de las observaciones horizontales, con sus componentes u y v , se obtiene

$$\begin{aligned}u(t) &= U_0 + \sum_n U_n f_n \cos(\omega_n t - g_{u_n} + k_0) \\v(t) &= V_0 + \sum_n V_n f_n \sin(\omega_n t - g_{v_n} + k_0)\end{aligned}$$

donde los términos constantes U_0 y V_0 representan la componente media de las corrientes en sus dos direcciones y (U_n, g_{u_n}) , (V_n, g_{v_n}) son el factor de amplitud y desfase de los constituyentes armónicos. Este conjunto de parámetros se puede determinar por análisis. Y además, cada par de constituyentes, caracterizados por 4 parámetros, (U_n, g_{u_n}) y (V_n, g_{v_n}) , nos permiten definir una elipse (figura 4-8), la elipse de corriente, descrita por el vector de corriente durante un ciclo

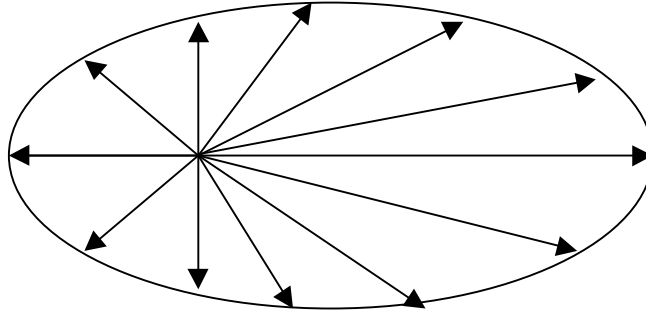


Figura 4-8: Movimiento de las corrientes oceánicas en un ciclo de mareas.

completo. En cada instante t , esta elipse define, para cada constituyente, un vector determinado por la dirección θ y módulo q dados por

$$\theta_n = \arctg \frac{V_n \cos(\omega_n t - g_{v_n} + k_0)}{U_n \cos(\omega_n t - g_{u_n} + k_0)}$$

$$q = \left\{ U_n^2 \cos^2(\omega_n t - g_{u_n} + k_0) + V_n^2 \cos^2(\omega_n t - g_{v_n} + k_0) \right\}^{\frac{1}{2}}$$

Queremos destacar, nuevamente, que en los movimientos verticales del océano la contribución de las corrientes de marea es de pequeña magnitud. Por otro lado, existe una gran dificultad en determinar las componentes horizontales de las corrientes de marea, tanto porque su eliminación requiere métodos de análisis vectorial de mayor complejidad que en mareas terrestres y oceánicas, como porque las observaciones que no siempre están disponibles. A pesar de que puede parecer compleja la eliminación del desplazamiento vertical ocasionado por corrientes de marea de la serie de observación, su efecto es apodizado simultáneamente en el proceso de análisis y eliminación de la marea oceánica, ya que ambos fenómenos tienen idéntico periodo. Como el método de análisis se basa en las frecuencias sin tener en cuenta la causa que origina el fenómeno, en este tipo de análisis se incluyen todos los fenómenos que tienen lugar en frecuencias de marea, como corrientes o efecto barométrico inverso por marea atmosférica.

El fenómeno de las mareas oceánicas se complica aún más si tenemos en cuenta el desplazamiento vertical ζ_b producido por la marea terrestre del fondo, que puede ser evaluado por la

ecuación [293]

$$\zeta_b = \frac{1}{g} \sum \delta_{in} H_i \cos(\omega_i t + \varphi_i)$$

donde ω_i es la velocidad angular del armónico correspondiente y los parámetros δ_{in} se toman del modelo de Tierra, como el de Wahr-Dehant [322, 61]. La variación de la geometría superficial de la corteza, así como las heterogeneidades laterales de la corteza, y las variaciones de densidad que acompañan la dilatación cúbica y el desplazamiento superficial de materia, hacen que la determinación de desfases sea local y de difícil estimación. Por este motivo no se introducen, generalmente, en la expresión anterior términos correspondientes al desfase, al considerar una respuesta instantánea de la Tierra.

Adicionalmente, tenemos que señalar que no es posible detectar la marea terrestre del fondo en series obtenidas en instrumentos ligados a la corteza, ya que el sensor experimenta el mismo desplazamiento vertical que el fondo oceánico. Sin embargo, este fenómeno sí que se detecta en series obtenidas por sensores no ligados al fondo, como ocurre en las observaciones de altimetría por satélite. En este caso, para la obtención de un modelo de marea oceánica es necesario disponer, así mismo, de un modelo de marea del fondo, ya que parte del desplazamiento vertical del océano respecto al centro de gravedad es debido a la marea terrestre del fondo.

Sumándose a los efectos anteriores, el desplazamiento de la masa de agua por marea oceánica produce un efecto de carga sobre el fondo en sentido contrario al originado por ésta, determinando un desplazamiento ζ_l por carga oceánica de magnitud

$$\zeta_l = \sum L_i \cos(\omega_i t + \varphi_i + \lambda_i)$$

donde el vector oceánico (L_i, λ_i) representa la suma de los efectos de carga oceánica, atracción newtoniana de las masas de agua desplazadas periódicamente y de redistribución de masas. Puede ser determinado empleando modelos elásticos de la corteza y el manto superior y modelos globales de marea oceánica.

De nuevo, tampoco es posible detectar este desplazamiento en sensores ligados a la corteza, pero sí que debe ser considerado en altimetría por satélite u observaciones obtenidas en instrumentos no fijos a la superficie terrestre.

Finalmente, existe el denominado efecto atmosférico indirecto, consistente en tres efectos: efecto de carga, ligado a las variaciones de presión en superficie y las variaciones asociadas del potencial gravífico, manifestadas como atracción newtoniana y redistribución de masas. Este efecto, como en el caso del océano, produce una serie de movimientos verticales de la corteza y del océano que deben ser tenidos en cuenta si se trabaja con sensores ligados a la litosfera. Debe ser considerado especialmente el caso de sensores no compensados de presión atmosférica, ya que en dichos instrumentos el sensor registra el peso de la columna situada encima del mismo, detectando únicamente variaciones de presión, pero no se distingue entre presión debida a la columna de agua o de aire. Por lo tanto, es necesario disponer en ese caso de registros de presión atmosférica para poder corregir el efecto atmosférico indirecto. Tenemos que resaltar que el efecto de carga de la marea atmosférica es considerado conjuntamente con la marea oceánica, al tener lugar en las mismas frecuencias.

En resumen, para estudiar las deformaciones radiales de la superficie topográfica del océano hay que considerar la marea geocéntrica ζ_g , que consiste en [293]

$$\zeta_g = \zeta_o + \zeta_b - \zeta_l - \zeta_a$$

donde ζ_o es la marea oceánica y ζ_a es la respuesta barométrica inversa a la marea atmosférica, que será considerada en el capítulo siguiente. Para la marea oceánica hay que considerar, en este caso, el desplazamiento originado por los términos constantes y el originado por los términos periódicos, siendo posible determinar el primero únicamente de forma teórica. Su determinación real equivale al establecimiento de un cero absoluto del mareógrafo y resultaría imprescindible en el enlace de los valores obtenidos del nivel medio con el Geoide, así como para el enlace absoluto de redes de mareógrafos. Sin embargo, esta determinación no es necesaria para estudios de variaciones temporales locales del nivel medio, ya que es un término cuasi-constante en el tiempo.

Como hemos indicado, estas correcciones no son siempre necesarias. Los instrumentos con que se han obtenido las series a las que se aplica la metodología desarrollada en este trabajo son sensores de presión ligados al fondo y compensados de presión atmosférica. Además, los desplazamientos ocasionados por gran parte de los efectos indirectos descritos están incluidos

en las componentes armónicas. De lo anterior podemos concluir que no es necesario aplicar correcciones adicionales por los efectos descritos.

4.4 Análisis numérico de las observaciones

Para la determinación del nivel medio del océano es de gran importancia, como ya indicamos en el inicio de este capítulo, la eliminación en la señal registrada de la marea oceánica, debido a la magnitud de los desplazamientos verticales que ocasiona. Esta eliminación se lleva a cabo a través de un proceso matemático de análisis, que permite determinar la amplitud y la fase de los distintos componentes armónicos con origen en el potencial perturbador de marea. Por lo tanto, en esta segunda etapa del tratamiento de las series de observación mareográfica, deseamos obtener la caracterización numérica de las propiedades de una superposición de componentes sinusoidales de frecuencia conocida, como son las mareas, seleccionadas del conjunto de todas las señales periódicas de energía finita y banda limitada contenidas en la función del tiempo que constituye nuestra serie discreta.

Una estudio generalizado de las diversas técnicas de análisis no es objetivo de este trabajo. Sin embargo, una aplicación eficaz a un problema concreto implica el conocimiento de sus propiedades, ventajas e inconvenientes. Por este motivo, describimos a continuación los principales rasgos de los métodos de análisis utilizados más comúnmente en la determinación de los parámetros que describen la respuesta del océano a las fuerzas de mareas. En esta revisión, tendremos en cuenta que la adecuación del método finalmente elegido dependerá tanto de la utilización que pretenda darse a la información que transporta la señal como de sus características. En consecuencia, actuaremos bajo la perspectiva de que en un tratamiento posterior de las observaciones será necesario estudiar el contenido de la señal en una banda de frecuencias lo más amplia y discriminada posible, no siempre coincidente con la de mareas. Así, las condiciones impuestas en la evaluación de las distintas técnicas de análisis no serán excesivamente restrictivas pues, en caso contrario, podrían quedar excluidos del estudio fenómenos oceánicos y atmosféricos de interés. Finalmente, será conveniente tener en cuenta el potencial generador utilizado, ya que al servir de modelo de comparación (en la obtención de factores de amplitud y desfases) condiciona la precisión de la determinación de los armónicos de marea.

Las posibilidades de cada uno de los métodos ha sido investigada tanto de forma aislada como en comparación con los otros, teniendo en cuenta las diferencias numéricas entre los resultados y los errores estimados para los diferentes parámetros.

La complejidad y diversidad de los métodos de análisis de series temporales, empleados tanto en mareas terrestres como oceánicas y atmosféricas, hizo necesario que la Comisión Permanente de Mareas Terrestres (ETC) ya en 1977 propusiera la creación del “Working Group on Data Processing in Tidal Research” durante el VIII Simposium Internacional de Mareas Terrestres celebrado en Bonn. Inicialmente este grupo estaba dedicado al estudio de los métodos de análisis específicamente diseñados para las investigaciones de mareas terrestres, con el fin de unificar criterios que permitieran la homogeneidad de los resultados. Sin embargo, la problemática de las mareas oceánicas es muy similar y los métodos de análisis equivalentes, al tratarse de manifestaciones sobre distintas componentes de la Tierra de un mismo fenómeno. Aunque estas consideraciones son ciertas, el análisis de las mareas oceánicas posee importantes peculiaridades que lo distinguen del de mareas terrestres y serán tenidas en cuenta a lo largo de esta sección. Dado el interés suscitado en la comunidad científica internacional por estos temas, los grupos de trabajo del ETC denominados actualmente “High Precision Tidal Data Processing” y “Tidal Measurements and Geodynamic Research” han ampliado sus actividades a este nuevo campo.

Históricamente, el análisis de las mareas se llevaba a cabo a través de la tabulación de las 744 ordenadas horarias que eran medidas sobre un registro analógico de un mes, como hizo Darwin en 1883. Al tratarse de un método sumamente impreciso, pronto fue sustituido por más modernos métodos que, basados en las propiedades de selectividad de la combinación de ordenadas, efectuaban la separación en bandas, diurna, semidiurna y terciodiurna, y un nuevo filtrado para separar los constituyentes de cada grupo. Este procedimiento fue seguido, entre otros, por Doodson (1954), Pertsev (1956) y Lecolazet (1957). Una vez realizada esta separación, Doodson y Pertsev continúan el cálculo en cada grupo hasta la separación de las componentes utilizando relaciones teóricas, mientras que Lecolazet mantiene los grupos así obtenidos y los compara con los grupos teóricos reestablecidos para la época central del mes de observación [174]. El proceso anteriormente descrito era realizado en una época en la que no existían ordenadores, instrumento hoy día indispensable para el análisis de mareas. El uso de computadoras electrónicas en Ciencias de la Tierra fue, en sus inicios, un tema controvertido,

como se puso de manifiesto en una reunión organizada en 1957 en Bruselas. Allí Doodson hizo una serie de objeciones a su uso, siendo la principal “la pérdida de control durante el transcurso del cálculo” [173]. En el simposio de Múnich de 1958 se presentó el primer resultado obtenido en este campo con una máquina automática Zuse, consistente en la eliminación de la deriva, hora a hora, usando las combinaciones de Pertsev. Este cálculo necesitó unas 3 horas de trabajo para un mes de observaciones, mientras que de realizarse manualmente hubiera necesitado más de 300 horas. Destacan, además, como pioneros los programas de cálculo realizados por P. Melchior en 1959 para el análisis de las observaciones de mareas terrestres por los métodos de Doodson y Lecolazet.

Con el paso del tiempo surgieron nuevas exigencias en relación con el análisis de marea, como el procesamiento de series de observación más largas y con un número indeterminado de interrupciones. Hay que tener en cuenta que la longitud de la serie a analizar proporciona el número de componentes que se van a poder separar mediante el análisis; es decir, el número de grupos y la separación de cada uno de ellos. Según el criterio de Rayleigh [110] si f_1 y f_2 son las frecuencias de dos constituyentes, T es la longitud de registro, para que se puedan separar dichos constituyentes debe ser

$$(f_2 - f_1)T > R$$

donde R es la constante de Rayleigh y su valor aproximado es 1. Por lo tanto, sólo se deberían incluir constituyentes que estén separados por un periodo completo de sus constituyentes vecinos, es decir, que presenten una diferencia de fase de 180° [174]. Sin embargo, este criterio puede resultar demasiado restrictivo cuando el ruido instrumental es bajo y las condiciones meteorológicas buenas. En este caso, la longitud mínima del registro que permite separar distintos constituyentes puede ser menor. Por tanto, para una mayor calidad de los resultados, es importante poder trabajar con series de la mayor longitud posible. De esta forma, se hizo necesario un esquema más flexible para la realización de los análisis de marea, que a la vez utilizara el potencial de cálculo de los ordenadores actuales, sin los cuales la aplicación de métodos, como los basados en la teoría de mínimos cuadrados, sería prácticamente imposible.

El objetivo del análisis es determinar $F(t)$, la respuesta del océano a las fuerzas de marea.

Esta respuesta está dada a través de un instrumento, por lo que surge un primer problema: no poder separar en las medidas proporcionadas $O(t)$ la contribución del fenómeno natural y del instrumento. Por lo tanto, es necesario asegurarse de que los instrumentos de adquisición y registro están calibrados de forma correcta y regular. Es decir, hay que determinar de forma independiente la función de transferencia del instrumento en amplitud y fase. Una vez evaluada, nuestra incógnita será la función de transferencia $s(t)$ del océano, que según la teoría de Love es lineal [174]. Podemos suponer a priori, además, que es estable e invariable con el tiempo. En estas condiciones, si $p(t)$ es la respuesta predicha, entonces debe ser igual al producto de convolución de s y F

$$p(t) = \int_{-\infty}^{\infty} s(\tau) F(t - \tau) d\tau = s * F(t)$$

lo que en el dominio de la frecuencia, utilizando las transformadas de Fourier (indicadas por una tilde) se puede expresar como

$$\tilde{p}(\nu) = \tilde{s}(\nu) \tilde{F}(\nu) \quad (4.7)$$

Como en este caso p y F son funciones armónicas puras, su transformada de Fourier sólo existe para un conjunto finito de datos, denominado ventana. La función de transferencia \tilde{s} es una función con valores en \mathbb{C} que se puede expresar en función del factor de amplitud $|\tilde{s}(\nu)|$ y del desfase $\phi(\nu)$ entre la respuesta real y la respuesta teórica

$$\tilde{s}(\nu) = |\tilde{s}(\nu)| e^{i\phi(\nu)}$$

Así, si se introduce un modelo reológico que describe la función de transferencia del instrumento $T(\nu) = |T(\nu)| e^{i\alpha(\nu)}$, nos proporcionará la función de transferencia real del océano, definida por el factor de amplitud y el desfase, dados por las expresiones

$$|E(\nu)| = \frac{|\tilde{s}(\nu)|}{|T(\nu)|} \quad \varepsilon(\nu) = \phi(\nu) - \alpha(\nu)$$

A partir de estos principios teóricos, se desarrollaron a lo largo de la segunda mitad del siglo XX distintos métodos, con procedimientos matemáticos diferentes para la separación de

las componentes. Según la base del método, se puede establecer la siguiente clasificación:

- Métodos espectrales o analíticos. Los fundamentos matemáticos de estos métodos son la determinación de la amplitud y fase reales de las componentes de marea por análisis espectral de Fourier. Los principales son los desarrollados por Sukhwani-Vieira en 1976 y Dejaiffe-Ducarme (1976).
- Métodos basados en la aplicación de filtros construidos mediante técnicas mínimos cuadrados. En ellos se supone que la diferencia entre la señal observada y la de marea es ruido blanco y su distribución es aleatoria. Los más conocidos son los métodos desarrollados por A.P. Venedikov (en sus distintas versiones: 1966, 1984, 1995 y 2000), el método desarrollado por Usandivaras-Ducarme en 1969 y el de Chojnicki en 1972.
- Métodos mixtos. Combinan los métodos mínimos cuadrados con los espectrales. Entre estos métodos destacan el método híbrido de K. Schüller (Hycon, presentado en 1973) y el de H-G. Wenzel, denominado Eterna (1993 y 1997).

Debido a que la mayoría de estos métodos están desarrollados para el análisis de mareas terrestres, se introduce un polinomio de deriva, problema que afecta en gran medida a los instrumentos utilizados en mareas terrestres. Sin embargo, las variaciones con el tiempo de la respuesta de sensores de presión de fondo son de mucha menor magnitud y están casi perfectamente controladas mediante un sistema de calibraciones periódicas que incluye el efecto de las variaciones de salinidad del agua del mar. Por este motivo, la eliminación de la deriva no está, en general, justificada en el caso del análisis de mareas oceánicas. Además, para series mareográficas la eliminación de la deriva impide determinar las variaciones del nivel medio del mar, ya sean reales o asociadas a movimientos de la corteza u otros fenómenos de largo periodo. Por este motivo no vamos a considerar este polinomio de la deriva.

Los **métodos espectrales** o analíticos tienen como principal fundamento matemático la determinación de la amplitud y fase reales de las componentes de marea por análisis espectral de Fourier. Este tipo de métodos presenta, en principio, una serie de problemas, que son corregidos en algunos casos. Entre ellos, destacamos la necesidad de un registro de gran longitud sin interrupciones, la aparición de oscilaciones secundarias por el efecto ventana, la necesidad

de eliminar la deriva con anterioridad al análisis en las observaciones de mareas terrestres, la disminución de la resolución debido a ondas cuyas frecuencias no son múltiplo de las frecuencias fundamentales del análisis y la necesidad de normalización de los datos horarios. Por otro lado, tiene la ventaja de que permite la detección de fenómenos periódicos cuyas frecuencias no coinciden con las de la marea.

Existen diversos métodos de análisis espectral, basados en diferentes procedimientos matemáticos para la determinación de las constantes armónicas. Entre ellos, destacamos dos, el desarrollado por Dejaiffe y Ducarme y el desarrollado por Sukhwani y Vieira.

El método de análisis espectral desarrollado por Dejaiffe-Ducarme [75] se basa en la determinación de las transformadas de Fourier coseno y seno, $u(\omega)$ y $v(\omega)$ respectivamente, por la fórmula integral de Filon, donde están expresadas en función de la señal observada en un conjunto discreto de puntos.

El método matemático utilizado por Sukhwani-Vieira [282] se basa en el algoritmo de cálculo numérico de Cooley-Tukey para la transformada rápida de Fourier (FFT), pero considerando un número de lecturas que no debe ser una potencia de dos. La deriva (cuando resulta necesario) se ajusta por polinomios de Legendre o método de Pertsev y se elige aquel ajuste que da menores errores cuadráticos medios para las constantes armónicas. Además, utilizan el hecho de que se conoce a priori la frecuencia de cada componente de marea para el cálculo de la serie de Fourier que ocasiona cada onda, estableciendo a continuación un sistema de ecuaciones donde las incógnitas son el factor de amplitud y desfase para cada grupo de ondas. También se calcula el efecto de las interrupciones sobre el espectro y, a través de convoluciones apropiadas de las series de Fourier para cada onda, se tiene en cuenta este efecto. Este método fue desarrollado en forma de programa de software para grandes ordenadores y fue denominado LEGENDRE por los mismo autores, considerando el potencial de Cartwright-Tayler-Edden para la comparación de las ondas. Posteriormente, fue adaptado al análisis de series mareográficas por C. de Toro en el año 1989 [290] (programa LEMAG).

Como ejemplo de los análisis espectrales realizados, presentamos en la figura 4-9 los espectros de potencia de las series temporales obtenidas en las estaciones B1 y E2 tras la eliminación de las altas frecuencias. En ellas se han indicado (en horas) los principales periodos encontrados. El carácter de mareas en el Puerto de Musel es predominantemente semidiurno, existiendo

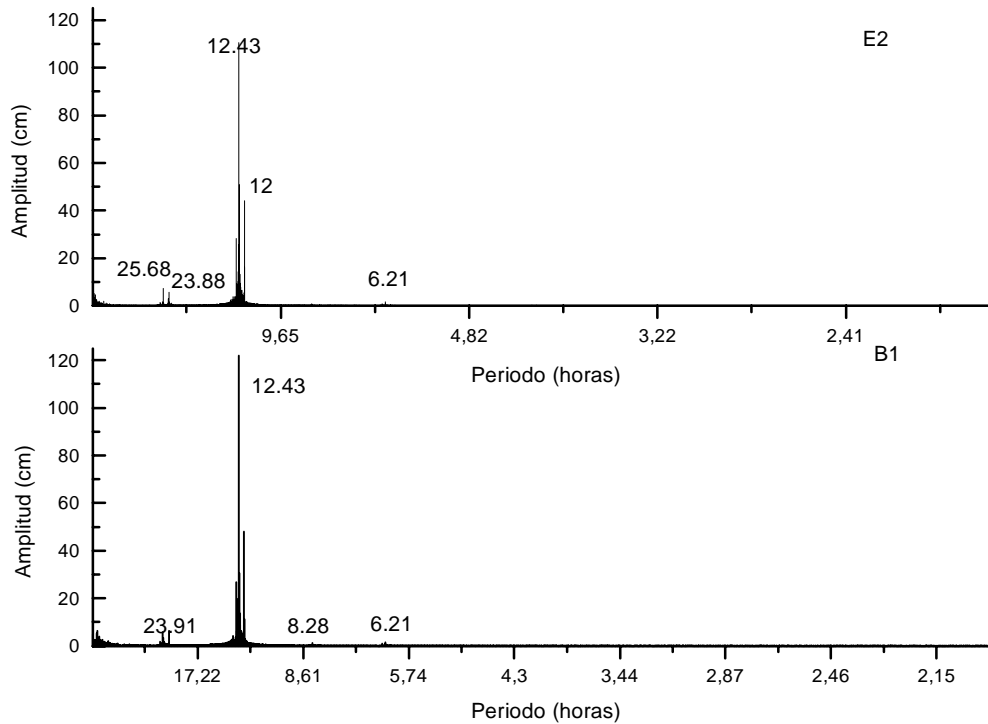


Figura 4-9: Espectro de potencia de las estaciones E2 y B1 después de la eliminación de las altas frecuencias.

armónicos de amplitud significativa hasta de orden octodiurno. Sin embargo, se pueden apreciar en las gráficas anteriores algunas diferencias: en la estación E2, donde aparecen nuevas frecuencias, que corresponden a subarmónicos y armónicos compuestos generados por interacciones no lineales entre armónicos de orden superior, que son debidas a la especial dinámica de las masas de agua del puerto y que no se aprecian en la estación B1 debido a su situación [45].

El objetivo de los **métodos mínimos cuadrados** es la determinación del factor de amplitud (cociente entre la amplitud real y teórica) y desfase (diferencia entre fase real y teórica) de cada componente de marea a partir de la determinación de la amplitud y fase reales, utilizando como modelo de comparación la marea de equilibrio. La separación de las componentes se efectúa mediante la aplicación de filtros numéricos construidos por el método de mínimos cuadrados, suponiendo que la diferencia entre la señal observada y la de marea es ruido blanco y su distribución es aleatoria.

Se parte de una expresión del potencial astronómico como suma de armónicos, donde cada término está constituido por una función coseno, multiplicada por la amplitud H_i y cuyo argumento es una función lineal del tiempo

$$V = Z_0 + \sum_i H_i \cos(\omega_i t + \phi_k)$$

donde ω_i es la frecuencia o velocidad angular horaria, ϕ_k la fase inicial y Z_0 es la suma de los términos constantes $M_0 S_0$. En segundo lugar, se calculan los armónicos esféricos correspondientes a la marea de equilibrio

$$\zeta = \frac{V}{g},$$

lo que varía la amplitud de los constituyentes teóricos, pero no las fases, por lo que conservamos para ellos idéntica notación. Debido a las características viscoelásticas del agua del mar y no tratarse de una capa uniforme de océano, la amplitud no coincide con la de los términos homólogos de la marea de equilibrio y, además, su respuesta no es instantánea. Se trabaja, entonces, bajo la hipótesis de que la elevación instantánea de la superficie libre del océano respecto al cero arbitrario establecido en la etapa de adquisición de datos puede ser modelada mediante expresiones de la forma

$$\begin{aligned} l(t) &= S_0 + \sum_{k=1}^S H_k^o \cos(\omega_k t + \phi_{k_o}) + \sum_{r=1}^R z_r p_r(t) + e(t) \\ &= S_0 + \sum_{k=1}^S H_k^o \cos(\omega_k t + \phi_{k_o}) + D(t) + e(t) \end{aligned}$$

donde

S_0 es una constante que depende de la superficie de referencia adoptada; en el caso de la marea oceánica representa la altura del nivel medio de marea sobre el cero del mareógrafo,

H_k^o son las amplitudes observadas de los constituyentes de frecuencia ω_k ,

ϕ_{k_o} las fases iniciales observadas; es decir, las fases observadas en una época inicial elegida como origen convencional,

$D(t)$ una función del tiempo que incluye la deriva instrumental, prácticamente despreciable en los mareógrafos actuales, componentes de muy largo periodo que no es posible separar mediante el análisis numérico debido a la longitud del registro, variaciones estacionales de las características viscoelásticas del océano, factores tectónicos, variaciones globales, etc. Este conjunto de términos formará parte del nivel medio observado,

$e(t)$ será el ruido, que contiene las imperfecciones de la aproximación finita a la curva registrada, así como ondas capilares y de gravedad, perturbaciones atmosféricas, etc, que no fueron eliminadas en el primer filtrado numérico que, como vimos en el capítulo 3, tenía como objetivo eliminar las frecuencias externas al modelo.

Introduciendo como parámetros los factores de amplitud

$$\delta_i = \frac{H_i^o}{H_i}$$

y los desfases

$$k_i = \phi_k - \phi_{k_0}$$

podemos escribir los términos correspondientes a la marea en la forma

$$p(t) = S_0 + \sum_{j=1}^M \delta_j \sum_{i=1}^N H_i \cos(\omega_i t + \phi_i - k_i)$$

Las incógnitas, que son S_0 , δ_i y k_i se determinan, para el caso de un número discreto de lecturas, suponiendo que

$$\sum_i e^2(t_i)$$

es mínimo, si $e(t_i) = l(t_i) - p(t_i)$ es el error cometido en el instante t_i y no es más que la diferencia entre la lectura en este instante $l(t_i)$ y el valor de la contribución de la marea $p(t_i)$, una vez considerada la deriva. A partir de la respuesta de la Tierra F con los valores del

espectro discreto

$$F(t) = \frac{1}{2} \sum_{n=-N}^N \tilde{F}(\nu_n) e^{2\pi i \nu_n t}$$

se obtiene para las partes real e imaginaria de $\tilde{s}(\nu)$ un conjunto de ecuaciones normales clásicas que se resuelven por ajuste mínimos cuadrados.

En general, los métodos mínimos cuadrados proporcionan un menor error cuadrático medio, ya que por el principio mismo del método, todo lo que no representa la marea es “error”, y se busca minimizarlo.

Las diferencias entre los distintos métodos aparecen en la formulación de las ecuaciones de observación y en el prefiltrado. Por ejemplo, A.P. Venedikov trata, en las primeras versiones de su método, por separado las distintas bandas, con la posibilidad de elegir la longitud de los filtros, mientras que Usandivaras y Ducarme buscan una solución global con longitud mínima en los filtros [301]. Chojnicki desarrolló en 1972 [50] un método iterativo basado, así mismo, en técnicas mínimos cuadrados a fin de obtener una eliminación eficiente de la deriva y otros efectos de largo periodo. Efectúa un primer análisis con los datos brutos, para derivar las constantes armónicas con suficiente precisión y poder “sustraer” una marea teórica reconstruida de los datos brutos. Lo que queda son pequeños residuales de marea, deriva y, ocasionalmente, pequeñas discontinuidades. A través de los filtros de Pertsev se eliminan los residuales de marea obteniéndose, finalmente, deriva y largos periodos.

Uno de los principales problemas que se presentan al determinar el factor de amplitud δ_i y el desfase k_i es el gran número de ondas que aparecen en los desarrollos del potencial actuales. Para solucionarlo, se considera que ambos son función de la velocidad angular ω_i y que su variación en función de ella es pequeña para velocidades próximas, pudiéndose formar grupos de ondas considerando que aquellas que tienen una velocidad cercana, tienen los mismos factores de amplitud y desfase [292, 310, 311].

Entre los métodos mínimos cuadrados hemos elegido para nuestro trabajo el desarrollado por A.P. Venedikov, dada su versatilidad en el análisis de series temporales. Este método no permite sólo determinar un modelo de marea, sino que posibilita también la realización de un estudio de los datos, en orden a localizar perturbaciones y otros fenómenos particulares de la

serie. Así, es posible obtener el modelo de marea de forma precisa, resultando además válido para la predicción de mareas. Otra de sus ventajas es que permite estimar los elementos que definen ondas cuya frecuencia no coincide con las de mareas, si previamente éstas han sido puestas de manifiesto por algún otro método, ampliándose su campo de acción al análisis en general de series temporales. Este punto es de gran interés en el estudio de ondas meteorológicas y deformaciones recientes de la corteza.

En esta sección no describiremos este método particular de análisis ya que existe numerosa bibliografía al respecto [306, 174, 307, 292]. Por otro lado, desde el año 1966 [306] han surgido distintas versiones de sus programas de cálculo que, aunque basados en el mismo principio, poseen peculiaridades propias. Entre las versiones intermedias destacan SVJ (con su versión para grandes ordenadores y ordenadores personales SV4). Posteriormente, en NSV y NSV98 [292, 310, 311] incluyó la posibilidad de realizar un análisis de correlación entre distintas series temporales y en agosto de 2000 presentó en el Simposio de Mareas celebrado en Mizusawa una última versión de dicho programa, NSV2000, que todavía no está disponible. Cada programa presenta opciones distintas (posibilidad de elección de la longitud de los filtros, realización de análisis por bandas desplazando dicho análisis, eliminación de la marea, inclusión de nuevos desarrollos del potencial...), por lo que, según lo que deseemos analizar, vamos a utilizar versiones distintas, así como la adaptación de este método realizada por C. de Toro en 1989 para el caso de mareas oceánicas, materializada en el programa OT01 [290].

Utilizando los programas anteriores, hemos buscado y localizado épocas de observación en las que se sospechaba la existencia de fenómenos periódicos que, por su frecuencia coincidente con fenómenos de marea, estaría incluida en estas bandas, y de los que, al mismo tiempo, no podíamos asegurar que son fenómenos de marea “normales” al no estar presentes en toda la serie. Estos fenómenos ocasionarían una determinación menos correcta de las constantes armónicas de las componentes de marea. En segundo lugar, hemos estudiado la variación de la amplitud y fase de las componentes principales, diurnas y semidiurnas, tanto en orden a localizar observaciones que presenten errores que no hubieran sido detectados anteriormente, como a determinar las variaciones en el tiempo de las constantes armónicas de estas componentes.

A continuación se procedió a determinar las constantes armónicas de las series. Para ello, se realizaron diversos análisis, con distinta separación de las componentes, en orden a determinar

MAREA OCEANICA - COMPONENTE VERTICAL

ESTACION: E2 - PUERTO DEL MUSEL (GIJON), 43 34 09 N - 5 41 58 W
MAREÓGRAFO: SENSOR DE PRESIÓN PARASCIÉNTIC. JUNTA DEL PUERTO DE GIJON

PROGRAMA OT01: Método de Venedikov mínimos cuadrados; filtros sobre intervalos de 48 horas. Potencial de Cartwright-Tayler-Edden. Amplitud (cm), desfase; vectores residuales respecto a la marea de equilibrio.

INTERVALO

910104/910721	910725/910731	910804/910909	910913/911120
911124/911222	911225/920102	920115/920305	920404/920428
920502/920601	920612/920708	920723/920826	920902/920928
921001/921029	921117/921201	930105/930202	930207/930217
930301/930418	931022/940110	940119/940216	940219/940227
940302/940515	940519/940519		

EPOCA CENTRAL TJJ=2448876.0 1233 DIAS 21504 LECTURAS 22 BLOQUES

ARGUMENTO	GRUPO		AMPLITUD		FAC.		DESFASAJE		VECTOR RES.	
	N	ONDA	H	EQM	AMP.	EQM	K	MSD	AMPL.	FASE
115.-11X.	11	SIGMQ1	.13	.06	.45	.21	197.20	26.36	.41	-174.7
124.-126.	10	2Q1	.41	.06	.42	.06	222.55	8.68	1.30	-167.8
127.-129.	11	SIGMA1	.40	.06	.35	.05	226.70	8.52	1.48	-168.5
133.-136.	20	Q1	1.92	.06	.26	.01	265.73	1.77	7.73	-165.6
137.-139.	10	RO1	.43	.06	.31	.04	259.64	7.69	1.53	-164.0
143.-145.	16	O1	6.95	.06	.18	.00	317.61	.47	33.58	-172.0
146.-149.	10	TAU1	.24	.05	.47	.11	56.66	13.12	.42	152.1
152.-155.	15	NO1	.81	.05	.27	.02	335.39	3.70	2.31	-171.6
156.-158.	7	KI1	.19	.06	.33	.10	6.32	17.06	.39	176.9
161.-163.	10	P1	2.23	.06	.13	.00	50.94	1.50	16.55	174.0
164.-164.	3	S1	.82	.09	1.92	.20	197.84	6.07	1.23	-168.2
165.-168.	20	K1	6.87	.06	.13	.00	63.16	.48	51.24	173.1
172.-174.	8	TETA1	.07	.06	.11	.10	70.34	48.92	.56	173.6
175.-177.	14	J1	.37	.06	.12	.02	89.53	9.02	3.04	173.1
181.-183.	7	SO1	.14	.06	.29	.12	31.98	23.19	.39	168.7
184.-186.	11	OO1	.17	.05	.10	.03	227.57	18.37	1.77	-176.0
191.-195.	14	NU1	.08	.05	.26	.17	143.28	36.52	.39	172.6
215.-22X.	19	EPS2	.83	.19	2.30	.57	25.62	13.35	.53	42.7
233.-236.	10	2N2	3.90	.21	3.14	.17	37.76	3.04	3.01	52.3
237.-23X.	10	MU2	4.79	.21	3.20	.14	40.89	2.56	3.79	55.9
243.-245.	13	N2	27.14	.21	2.90	.02	57.55	.44	23.49	77.2
246.-248.	11	NU2	5.55	.21	3.12	.12	61.95	2.18	4.97	80.4
252.-258.	26	M2	132.14	.21	2.70	.00	80.24	.09	132.90	101.5
262.-264.	5	LAMB2	.89	.20	2.45	.56	54.46	13.09	.74	77.9
265.-265.	9	L2	3.96	.22	2.86	.16	75.06	3.21	3.85	95.4
267.-272.	5	T2	2.62	.20	1.96	.15	101.55	4.47	3.17	125.9
273.-273.	4	S2	46.13	.21	2.03	.01	112.57	.26	58.75	133.5
274.-277.	12	K2	12.80	.20	2.07	.03	110.14	.89	16.03	131.4
282.-285.	15	ETA2	.54	.17	1.56	.50	154.99	18.39	.87	164.7
292.-295.	11	2K2	.21	.15	2.27	1.66	163.88	42.07	.30	168.8
335.-375.	16	M3	1.21	.03	2.60	.07	309.28	1.62	.98	-72.2

DESVIACION TIPICA D 0.54 SD 1.90 TD 0.31
 FACTOR DE STUDENT T(S=95(,M> 879)=1.96
 $R=(O1+K1)/(M2+S2)=0.077$ $R'=\delta M2/\delta O1=14.9210$
 REGIMEN DE MAREAS SEMIDIURNO

Tabla 4-6: Análisis de marea de la estación E2 realizado con el programa OT01.

MAREA OCEANICA - COMPONENTE VERTICAL

ESTACION: E2 - PUERTO DEL MUSEL (GIJON), 43 34 09 N - 5 41 58 W
MAREÓGRAFO: SENSOR PRESIÓN PARASCIENTIC. JUNTA DEL PUERTO DE GIJON

PROGRAMA OT01: Método de Venedikov mínimos cuadrados; filtros sobre intervalos de 48 horas. Potencial Cartwright-Tayler-Edden. Amplitud (cm), desfase; vectores residuales respecto a la marea de equilibrio.

INTERVALO 910104/940519

EPOCA CENTRAL TJJ=2448876.0 1233 DIAS 21504 LECTURAS 22 BLOQUES

GRUPO ARGUMENTO	N	ONDA	AMPLITUD		FAC.		DESFASAJE		VECTOR RES.	
			H	EQM	AMP.	EQM	K	MSD	AMPL.	FASE
115.-11X.	11	SIGMQ1	.13	.06	.45	.21	197.17	26.05	.41	-174.7
124.-126.	10	2Q1	.40	.06	.42	.06	222.52	8.69	1.30	-167.9
127.-129.	11	SIGMA1	.40	.06	.34	.05	226.84	8.53	1.48	-168.5
133.-136.	20	Q1	1.92	.06	.26	.01	265.67	1.76	7.74	-165.6
137.-139.	10	RO1	.43	.06	.31	.04	259.67	7.70	1.53	-164.0
143.-145.	16	O1	6.95	.06	.18	.00	317.62	.47	33.58	-172.0
146.-149.	10	TAU1	.24	.05	.47	.11	56.67	12.95	.42	151.8
152.-155.	15	NO1	.81	.05	.27	.02	335.05	3.71	2.31	-171.5
156.-158.	7	KI1	.18	.06	.32	.10	7.91	17.56	.40	176.3
161.-162.	3	PI1	.15	.06	.14	.06	50.88	22.82	.96	173.2
163.-163.	7	P1	2.23	.06	.12	.00	50.99	1.53	16.55	174.0
164.-164.	3	S1	.81	.09	1.90	.20	196.35	6.13	1.22	-169.3
165.-165.	11	K1	6.84	.06	.13	.00	63.27	.49	51.27	173.2
166.-166.	2	PSI1	.27	.06	.62	.14	74.78	12.74	.44	144.4
167.-168.	7	PHI1	.10	.06	.12	.08	73.87	35.01	.75	172.9
172.-174.	8	TETA1	.07	.06	.11	.10	70.96	48.80	.56	173.6
175.-177.	14	J1	.36	.06	.12	.02	88.98	9.06	3.03	173.1
181.-183.	7	SO1	.14	.06	.28	.12	32.49	23.32	.39	168.7
184.-186.	11	OO1	.17	.05	.10	.03	228.57	18.31	1.77	-175.9
191.-195.	14	NU1	.08	.05	.26	.17	145.10	37.22	.39	173.1
215.-22X.	19	EPS2	.83	.19	2.30	.54	25.61	13.35	.53	42.7
233.-236.	10	2N2	3.90	.21	3.14	.17	37.75	3.04	3.01	52.3
237.-23X.	10	MU2	4.79	.21	3.20	.14	40.89	2.56	3.79	55.9
243.-245.	13	N2	27.14	.21	2.90	.02	57.55	.44	23.49	77.2
246.-248.	11	NU2	5.55	.21	3.12	.12	61.95	2.18	4.97	80.4
252.-258.	26	M2	132.14	.21	2.70	.01	80.24	.09	132.90	101.5
262.-264.	5	LAMB2	.89	.20	2.45	.56	54.46	13.09	.74	77.9
265.-265.	9	L2	3.96	.22	2.86	.16	75.06	3.21	3.85	95.4
267.-272.	5	T2	2.62	.20	1.96	.15	101.55	4.47	3.17	125.9
273.-273.	4	S2	46.13	.21	2.03	.01	112.57	.26	58.75	133.5
274.-277.	12	K2	12.80	.20	2.07	.03	110.14	.89	16.03	131.4
282.-285.	15	ETA2	.54	.17	1.56	.50	154.99	18.39	.87	164.7
292.-295.	11	2K2	.21	.15	2.27	1.66	163.88	42.07	.30	168.8
335.-347.	5	MO3	.35	.03	2.70	.27	315.58	5.82	.27	-63.8
353.-375.	11	M3	1.21	.04	2.60	.08	308.75	1.69	.99	-72.9

DESVIACION TIPICA D 0.54 SD 1.90 TD 0.31
 FACTOR DE STUDENT T(S=95(,M> 876)=1.96

Tabla 4-7: Análisis de marea de la estación E2 realizado con el programa OT01.

cuál de ellos proporcionaba una mayor precisión en la determinación. Con anterioridad a la realización de los análisis fueron detectadas y aisladas observaciones no erróneas pero con ruido elevado de origen posiblemente oceánico, que no fueron consideradas para la obtención del modelo de marea. De esta forma, se obtienen los parámetros de marea con una mayor precisión. En las tablas 4-6 y 4-7 se han representado los resultados obtenidos con el programa OT01 en la estación E2, considerada como estación de referencia por ser la única que permanece a lo largo de todo el intervalo de observación. La marea de equilibrio ha sido calculada a partir del Potencial de Cartwright-Tayler-Edden, considerando en la primera tabla la separación estándar determinada por la longitud del registro y la máxima separación posible en la segunda. Para cada componente i se dan la amplitud estimada (en centímetros), factor de amplitud con respecto al término homólogo teórico y el desfase instantáneo, en grados, respecto a la marea de equilibrio en la estación k_i , que está relacionado con el desfase respecto a la marea de equilibrio en Greenwich G_i , de nuevo dependiente de la posición geográfica del punto de observación (ϕ, λ) , también empleado en oceanografía, por medio de

$$k_i = G_i + m\lambda$$

donde m es la especie de marea y λ es la longitud de la estación, positiva hacia el Este. Finalmente, en la última columna se han listado la amplitud (en centímetros) y al fase (en grados) de los vectores residuales para cada una de las componentes. Los errores cuadráticos en ambos casos son del orden del milímetro, lo que pone de manifiesto la calidad de la etapa de preproceso. El primero de los análisis consta de 17 componentes diurnas, 13 semidiurnas y una única componente terciodiurna; el segundo presenta 23 componentes diurnas, 13 semidiurnas y 2 componentes terciodiurnas. No se han determinado largos periodos, ya que la longitud de la serie no lo permite. Es de destacar que se han separado, en ambos casos P_1 de K_1 y S_1 y S_2 de K_2 . Se puede observar, además, que los resultados son muy similares y que la principal diferencia entre ambos se encuentra en la separación de las ondas P_1 y K_1 , que contienen un número N menor de ondas, apareciendo las componentes π_1, ψ_1 y φ_1 . Este hecho, aunque pueda parecer que no tiene importancia, resulta de interés al estudiar las variaciones de la presión atmosférica y, sobre todo, de la temperatura, que tienen lugar en una frecuencia muy

cercana a estas. Se puede observar que la amplitud de la componente M_2 es superior a la de las demás constituyentes en ambos casos. Sin embargo, en cuando a factores de amplitud en la banda diurna destaca el correspondiente a la componente S_1 , debido a que su amplitud está modificada por la marea radiacional, de carácter diurno. Este hecho será tenido en cuenta para la eliminación del efecto barométrico inverso, como se verá posteriormente. Respecto a las componentes semidiurnas, destacamos que los factores de amplitud obtenidos en ellas son superiores a los obtenidos en las componentes diurnas y, aunque el factor de amplitud de la componente S_3 es muy superior al resto de factores de amplitud, esto no debe ser tenido en cuenta al estar este constituyente determinado con un valor de significación de 2σ .

Volviendo al desarrollo del potencial, es un hecho conocido [174] que, si se determinan los valores numéricos de la constante de Doodson para la Luna y para el Sol, la correspondiente a la primera es aproximadamente el doble de la correspondiente al segundo, por lo que las mareas solares tienen una amplitud más o menos la mitad de las mareas lunares. Esto se puede observar en las componentes M_2 y S_2 obtenidas en el modelo del Puerto del Musel, poniendo de manifiesto un menor efecto atmosférico y radiacional sobre esta última componente.

Finalmente, hemos repetido estos análisis con una de las últimas versiones de software del método de Venedikov, NSV98, utilizando el Potencial de Tamura (tabla 4-8). La deriva se ha aproximado por un polinomio de grado 0, debido a que los mareógrafos no presentan prácticamente deriva instrumental y la determinación y posterior apodización de esta deriva supondría la eliminación de posibles variaciones del nivel medio. Los resultados muestran una separación de 17 componentes diurnas, 13 semidiurnas y 3 terciodiurnas, con una precisión muy similar a la obtenida anteriormente, si bien la desviación típica por bandas es ligeramente mayor y de nuevo, los errores cuadráticos medios son milimétricos. Por eso, como la elección del modelo óptimo se va a realizar en base a los e.q.m. obtenidos en la determinación de los distintos constituyentes, no va a ser un criterio fundamental el potencial empleado, al mostrar estos resultados que son muy similares y con una cierta independencia del potencial utilizado. Esto se debe a que la precisión de los desarrollos del potencial está muy por encima de la precisión de las observaciones mareográficas, contrariamente a lo que sucede en el caso de marea gravimétrica.

MAREA OCEANICA - COMPONENTE VERTICAL

ESTACION: E2 - PUERTO DEL MUSEL (GIJON), 43 34 09 N - 5 41 58 W
 MAREAGRAFO: SENSOR PRESION PARASCIENTIC. JUNTA DEL PUERTO DE GIJON

PROGRAMA NSV98: Análisis mínimos cuadrados de número filtrados independientes. Intervalos filtrados de longitud 48 horas; desplazamiento de 48 horas. Potencial de Tamura.

INTERVALO DE TIEMPO 910104/940519

EPOCA CENTRAL TJJ=2448876.0 1233 DIAS 21504 LECTURAS 22 BLOQUES

ARGUMENTO	GRUPO		AMPLITUD		FAC.		DESFAJAJE	
	N	ONDA	H	EQM	AMP.	EQM	α	EQM
1B9-11X	49	SIGQ	.072	.065	.96914	.88035	163.4869	51.8972
123-126	23	2Q1	.337	.068	1.31986	.26830	151.4732	11.6385
127-12X	20	SIG1	.459	.069	1.49181	.22402	148.2746	8.6061
133-136	33	Q1	1.888	.066	.97904	.03425	94.5655	2.0066
137-13X	18	RO1	.350	.066	.95616	.17992	97.6395	10.7901
142-145	32	O1	6.923	.065	.68741	.00642	42.5579	.5347
146-149	26	TAU1	.253	.062	1.92678	.47126	-55.2982	14.0134
152-155	30	NO1	.849	.061	1.07126	.07720	14.3616	4.1240
156-158	18	CHI1	.206	.062	1.35760	.41254	-10.6723	17.3976
160-162	7	PI1	.167	.065	.60963	.23715	-39.2119	22.2738
163-163	10	P1	2.213	.066	.47226	.01413	-49.9980	1.7153
164-164	4	S1	.824	.099	7.43438	.89280	166.2155	6.5358
165-165	18	K1	6.811	.065	.48086	.00460	-63.5062	.5489
166-166	4	PSI1	.270	.065	2.43512	.58731	-78.8003	13.8412
167-169	13	PHI1	.105	.065	.51863	.32281	-80.6772	35.6656
171-173	15	TETA	.081	.062	.53447	.41170	-56.8676	44.1150
174-177	25	J1	.396	.060	.50050	.07624	-85.3010	8.7229
181-183	15	SO1	.166	.063	1.26516	.48213	-24.5134	21.8240
184-187	23	OO1	.115	.061	.26593	.14022	154.4182	30.2136
190-1J3	67	NU1	.041	.057	.49325	.68402	140.2486	79.4589
2A7-22I	55	EPS2	.909	.206	9.57557	2.16547	-24.3258	12.9593
233-236	23	2N2	3.877	.214	11.9126	.6576	-36.010	3.162
237-23X	21	MU2	4.836	.222	12.3125	.5661	-40.984	2.634
242-245	25	N2	26.978	.212	10.9682	.0860	-57.200	.449
246-249	25	NU2	5.582	.216	11.9482	.4625	-61.888	2.218
252-259	56	M2	132.182	.209	10.2893	.0163	-80.227	.091
261-264	13	LAMB	.869	.205	9.17072	2.16156	-56.1411	13.5049
265-268	26	L2	3.991	.226	10.9924	.6232	-74.104	3.249
270-273	9	T2	2.669	.205	7.63751	.58612	259.4319	4.4057
273-273	7	S2	46.018	.206	7.69919	.03440	247.3630	.2496
274-278	28	K2	12.819	.199	7.88920	.12236	250.1037	.8904
281-287	36	ETA2	.466	.172	5.13442	1.89333	204.1725	21.1240
291-2J3	53	2K2	.174	.154	7.31253	6.49203	175.2686	50.8247
315-375	68	M3	1.179	.037	9.66526	.30300	50.8990	1.7962
382-3X5	14	S3	.048	.022	55.7850	25.0329	37.274	25.710

DESVIACION TIPICA D 0.62 SD 2.01 TD 0.36
 AIC (AKAIKE) D 5908. SD 7971. TD 4834.
 $R = (O1+K1)/(M2+S2) = 0.077$ $R' = M2/O1 = 14.93$
 REGIMEN DE MAREA SEMIDIURNO

Tabla 4-8: Análisis de marea realizado con el programa NVS98. Desfasaje $\alpha = -k$.

En todos estos análisis, es destacable la excepcional calidad de los resultados obtenidos, teniendo en cuenta las condiciones meteorológicas presentes en el Atlántico Norte. Por otra parte, en la estación E2, la longitud de la serie de casi cuatro años y la calidad de los datos obtenidos durante el preproceso han permitido la máxima separación considerada por el método de análisis, proporcionando una estructura más fina a los grupos diurnos.

Los **métodos mixtos** de análisis están basados en la utilización conjunto de métodos de transformada de Fourier y métodos numéricos para la obtención del modelo de marea oceánica. Uno de los primeros métodos de este tipo que apareció fue el método híbrido de Schüller [256, 257, 258]. Este método aprovecha las propiedades de convolución de la ventana de Hanning para determinar las funciones parámetro seno y coseno, dependientes del tiempo. Esto da lugar a los términos de una matriz, que establece un sistema de ecuaciones, con incógnitas los parámetros de marea. La principal diferencia entre este método y el método mínimos cuadrados es que los parámetros de marea se estiman directamente por sus “realizaciones”, es decir, por las funciones parámetro. El argumento que se emplea para hacer esto es que los errores no deben ser estimados para que sean mínimos, sino que representan una perturbación, que puede no ser mínima. Este método fue implementado en el programa HYCON. Basándose en este principio y en el método de Chojnicki, Wenzel desarrolla a partir de 1993 un nuevo método de análisis de mareas, que denomina ETERNA, cuya última versión es la 3.30 [331, 332]. Utiliza un ajuste mínimos cuadrados con una entrada en varios canales para derivar parámetros de marea, parámetros de marea del polo y coeficientes de regresión de efectos meteorológicos. El espectro de los residuales es utilizado para deducir la desviación estándar de los parámetros ajustados. El modelo matemático utilizado en esta etapa fue desarrollado por Chojnicki en 1973 y completado por Schüller y Wenzel. Además, presenta la posibilidad de elegir entre siete potenciales distintos de marea. Así mismo, es posible, utilizando este paquete de software, predecir la marea en un punto y calcular el efecto de carga oceánica. Basándonos en esta última versión, hemos obtenido las constantes armónicas en la estación E2, cuyos resultados presentamos a continuación. En primer lugar, en la tabla 4-9 se han tabulados los resultados obtenidos con el programa ETERNA, utilizando el potencial de Cartwright-Tayler-Edden y en la tabla 4-10 los resultados correspondientes al potencial de Tamura.

STATION: : ESTACION E2, 0142. SENSOR 1062.
 REGISTRATION PERIOD : 1991.01.03 - 1994.05.20

Latitude 43.569000 deg
 Geocentric latitude 43.376849 deg
 Longitude -5.699000 deg

Number of recorded days in total : 919.00
 CTED 1973 tidal potential used.
 UNITY window used for least squares adjustment.

from	to	wave	ampl.	signal/	ampl.fac.	stdv.	phase lead	stdv.
		mm		noise			[deg]	[deg]
286	334	SIGQ	0.371	0.8	0.49807	0.61314	-175.2624	70.5330
335	357	2Q1	0.466	1.0	0.18281	0.17951	31.2964	56.2602
358	375	SIG1	0.650	1.4	0.21104	0.14837	102.0027	40.2813
376	410	Q1	2.451	5.4	0.12714	0.02372	105.6926	10.6877
411	428	RO1	0.215	0.5	0.05855	0.12478	77.0886	122.0989
429	461	O1	6.743	14.7	0.06695	0.00454	29.1021	3.8857
462	488	TAU1	1.078	2.4	0.81788	0.34699	-36.1710	24.3081
489	518	NO1	0.651	1.4	0.08217	0.05774	-49.4273	40.2617
519	537	CHI1	0.660	1.4	0.43579	0.30177	10.6913	39.6759
538	544	PI1	0.512	1.1	0.18694	0.16684	-20.2610	51.1367
545	554	P1	1.999	4.4	0.04264	0.00976	-34.2650	13.1095
555	558	S1	1.247	2.7	1.12646	0.41324	125.0666	21.0189
559	574	K1	6.282	13.7	0.04435	0.00323	-66.1747	4.1706
575	580	PSI1	0.343	0.7	0.30544	0.40734	-151.0040	76.4099
581	593	PHI1	1.125	2.5	0.55884	0.22719	27.7071	23.2933
594	614	TETA	0.465	1.0	0.30677	0.30164	-169.9973	56.3373
615	634	J1	1.122	2.5	0.14169	0.05775	-112.2849	23.3552
635	649	SO1	1.292	2.8	0.98470	0.34841	-84.5538	20.2723
650	670	OO1	0.167	0.4	0.03841	0.10544	-100.5362	157.2623
671	740	NU1	0.727	1.6	0.88017	0.55368	-43.5448	36.0425
741	794	EPS2	0.689	1.7	0.72598	0.41821	-56.6894	33.0059
795	818	2N2	4.207	10.6	1.29252	0.12195	-33.9038	5.4061
819	839	MU2	5.055	12.7	1.28742	0.10109	-40.7049	4.4988
840	865	N2	26.941	67.9	1.09531	0.01614	-57.4869	0.8442
866	890	NU2	5.484	13.8	1.17383	0.08496	-59.0987	4.1469
891	947	M2	131.706	331.8	1.02523	0.00309	-80.1447	0.1727
948	960	LAMB	0.775	2.0	0.81743	0.41883	-40.2046	29.3571
961	973	L2	3.831	9.7	1.05500	0.10932	-75.8390	5.9369
974	995	T2	2.825	7.1	0.80861	0.11360	-100.6318	8.0495
996	1004	S2	46.089	116.1	0.77114	0.00664	-112.6062	0.4935
1005	1032	K2	12.695	32.0	0.78124	0.02443	-109.6755	1.7915
1033	1069	ETA2	0.530	1.3	0.58311	0.43710	168.6436	42.9494
1070	1121	2K2	0.104	0.3	0.43928	1.67035	-165.7020	217.8634
1122	1157	MO3	0.351	3.7	1.04768	0.28332	48.7620	15.4943
1158	1204	M3	1.193	12.6	0.97789	0.07781	43.4813	4.5591

degree of freedom: 21986
 Standard deviation : 376.063 mm

Tabla 4-9: Constantes armónicas obtenidas con el programa ETERNA. Desfasaje $\alpha = -k$.

STATION: : ESTACION E2, 0142. SENSOR 1062.
 REGISTRATION PERIOD : 1991.01.03 - 1994.05.20

Latitude 43.569000 deg
 Geocentric latitude 43.376849 deg
 Longitude -5.699000 deg
 Number of recorded days in total : 919.00
 TAMURA 1987 tidal potential used.
 UNITY window used for least squares adjustment.

from	to	wave	ampl. mm	signal/ noise	ampl.fac.	stdv.	phase lead [deg]	stdv. [deg]
286	334	SIGQ	0.427	0.9	0.57393	0.61409	179.0804	61.3057
335	357	2Q1	0.469	1.0	0.18373	0.17905	31.0966	55.8352
358	375	SIG1	0.652	1.4	0.21160	0.14836	102.1072	40.1710
376	410	Q1	2.452	5.4	0.12714	0.02369	105.7143	10.6770
411	428	RO1	0.213	0.5	0.05814	0.12473	77.7200	122.9300
429	461	O1	6.746	14.8	0.06698	0.00454	29.1119	3.8806
462	488	TAU1	1.076	2.4	0.81894	0.34780	-34.8858	24.3328
489	518	NO1	0.652	1.4	0.08226	0.05768	-49.3402	40.1727
519	537	CHI1	0.659	1.4	0.43508	0.30158	9.4206	39.7150
538	544	PI1	0.514	1.1	0.18751	0.16668	-19.9875	50.9333
545	554	P1	1.997	4.4	0.04260	0.00975	-34.2504	13.1108
555	558	S1	1.250	2.7	1.12814	0.41220	125.6023	20.9349
559	574	K1	6.281	13.7	0.04434	0.00323	-66.1665	4.1678
575	580	PSI1	0.342	0.7	0.30824	0.41222	-150.9942	76.6233
581	593	PHI1	1.128	2.5	0.55917	0.22650	27.5392	23.2079
594	614	TETA	0.468	1.0	0.30866	0.30164	-170.0606	55.9924
615	634	J1	1.123	2.5	0.14176	0.05768	-112.2664	23.3125
635	649	SO1	1.285	2.8	0.97785	0.34772	-84.4287	20.3740
650	670	OO1	0.166	0.4	0.03832	0.10541	-99.3684	157.6086
671	740	NU1	0.721	1.6	0.86890	0.55054	-47.3270	36.3032
741	794	EPS2	0.669	1.7	0.70530	0.41792	-56.5596	33.9500
795	818	2N2	4.209	10.6	1.29326	0.12186	-33.9697	5.3988
819	839	MU2	5.054	12.7	1.28677	0.10097	-40.7509	4.4961
840	865	N2	26.943	67.9	1.09540	0.01613	-57.4766	0.8434
866	890	NU2	5.491	13.8	1.17543	0.08490	-59.1131	4.1382
891	947	M2	131.720	332.1	1.02533	0.00309	-80.1337	0.1725
948	960	LAMB	0.782	2.0	0.82554	0.41867	-39.9089	29.0574
961	973	L2	3.834	9.7	1.05593	0.10923	-75.8325	5.9267
974	995	T2	2.832	7.1	0.81024	0.11349	-100.5038	8.0251
996	1004	S2	46.087	116.2	0.77109	0.00664	-112.6041	0.4931
1005	1032	K2	12.702	32.0	0.78170	0.02441	-109.6954	1.7891
1033	1069	ETA2	0.532	1.3	0.58560	0.43655	168.0747	42.7130
1070	1121	2K2	0.109	0.3	0.45779	1.66678	-153.7594	208.6102
1122	1157	MO3	0.353	3.7	1.05359	0.28377	52.4110	15.4316
1158	1204	M3	1.198	12.6	0.98091	0.07786	43.2722	4.5479

degree of freedom: 21986
 Standard deviation : 376.063 mm

Tabla 4-10: Constantes armónicas obtenidas con el programa ETERNA. Desfasaje $\alpha = -k$.

Como se puede observar, los resultados obtenidos considerando los dos potenciales son muy similares, tanto en los valores de las constantes armónicas como en la precisión obtenida que, en todo caso, está muy por debajo de la precisión de las observaciones. Por otra parte, comparando estos resultado con los obtenidos con el método de Venedikov, se observa que son muy similares, aunque en este caso la discriminación entre las componentes P_1 , K_1 y O_1 no es tan precisa como en el anterior.

Una vez realizada la comparación entre los diversos métodos, hemos procedido a elegir el modelo óptimo de marea oceánica para las estaciones situadas en el Puerto del Musel. Hemos considerado que los mejores resultados se han obtenido a partir del método de análisis mínimos cuadrados desarrollado por el Profesor Venedikov, y es con este método con el que se han determinado las constantes armónicas en las cinco estaciones situadas en el Puerto del Musel (tabla 4-11). Se han realizado con una separación máxima, como ya se hizo con la serie E2. La comparación de los análisis armónicos de las cinco estaciones muestra una precisión muy similar, a pesar del alto y diferente nivel de ruido de las observaciones. Pero además, fue posible una discriminación idéntica en las estaciones que poseen una duración temporal menor, principalmente debido a la calidad de los datos obtenidos gracias a la etapa de preproceso. Fundamentalmente, esta discriminación afecta a la separación de S_1 de K_1 y de S_2 de K_2 , y estas son las componentes más influenciadas por las perturbaciones atmosféricas.

A continuación hemos comparado el espectro de la estación de referencia directamente con los obtenidos en las otras cuatro estaciones a través de los vectores residuales $\bar{D}_n(X_n, \kappa_n)$, diferencia entre los vectores que representan las componentes homólogas en E2, $\bar{H}_n^{E2}(H_n^{E2}, K_n^{E2})$, y en cada una de las otras estaciones S , $\bar{H}_n^S(H_n^S, K_n^S)$

$$\bar{D}_n(X_n, \kappa_n) = \bar{H}_n^{E2}(H_n^{E2}, K_n^{E2}) - \bar{H}_n^S(H_n^S, K_n^S)$$

Por otra parte, para cada estación S y cada componente n se obtienen el factor de normalización F_n y el desfase f_n

$$F_n = \frac{H_n^{E2}}{H_n^S} \quad f_n = K_n^{E2} - K_n^S$$

ONDA	E1				E2				E3				B1				B3			
	DEFASAJE		AMPLITUD		DEFASAJE		AMPLITUD		DEFASAJE		AMPLITUD		DEFASAJE		AMPLITUD		DEFASAJE		AMPLITUD	
	H	EQM	DIF.	EQM	H	EQM	DIF.	EQM	H	EQM	DIF.	EQM	H	EQM	DIF.	EQM	H	EQM	DIF.	EQM
	DESVIACION TIPICA: 0.57 DESVIACION TIPICA: 0.54 DESVIACION TIPICA: 0.49 DESVIACION TIPICA: 0.40 DESVIACION TIPICA: 0.35																			
SIGNO1	.11	.15	34.23	77.29	.13	.06	197.20	26.36	.11	.10	89.47	49.57	.11	.06	160.83	32.57	.18	.09	109.67	26.70
201	.25	.14	250.34	31.66	.41	.06	222.55	8.68	.38	.10	249.21	14.77	.53	.06	212.50	10.67	.53	.09	227.21	9.42
SIGNAL	.41	.13	226.98	18.51	.40	.06	226.70	8.52	.56	.10	248.45	9.74	.34	.06	230.41	10.36	.31	.09	249.14	15.63
O1	1.89	.13	272.31	3.96	1.92	.06	265.73	1.77	1.99	.09	276.29	2.70	1.95	.06	263.43	1.76	1.95	.08	270.52	2.44
R01	.44	.12	229.10	16.34	.43	.06	239.64	7.69	.49	.09	264.57	10.68	.46	.06	279.03	7.17	.49	.08	271.53	9.08
O1	7.09	.12	314.62	.99	6.95	.06	317.62	.47	6.93	.09	317.02	.74	6.99	.06	316.48	.48	6.94	.08	314.92	.67
TAM1	.31	.15	55.61	27.72	.24	.05	56.66	13.12	.32	.12	53.06	20.96	.05	.06	53.14	69.30	.16	.09	21.63	30.86
N01	.49	.17	293.56	19.69	.81	.05	335.39	3.70	.19	.11	260.43	32.92	.74	.05	339.32	3.91	.74	.09	308.62	3.83
CHI1	.32	.18	313.15	23.11	.19	.06	6.32	17.06	.25	.09	6.22	20.51	.08	.06	36.95	127.79	.10	.08	339.20	44.15
P1	2.21	.14	53.12	3.57	2.23	.06	50.94	1.50	2.06	.10	54.42	2.85	2.18	.06	51.53	1.56	2.22	.13	46.59	3.35
S1	1.14	.21	214.41	10.73	.82	.09	197.84	6.07	.88	.15	209.67	9.88	.57	.09	264.22	8.48	.62	.23	206.92	21.58
K1	6.73	.13	62.42	1.11	6.87	.06	63.16	.48	6.97	.09	64.81	.77	6.81	.06	64.22	.49	6.71	.12	65.09	1.06
TETAL	.11	.13	357.43	66.55	.07	.06	70.34	48.92	.18	.09	134.31	29.88	.11	.06	94.92	29.99	.13	.08	11.18	33.61
J1	.76	.13	96.92	9.66	.37	.06	89.53	9.02	.64	.09	103.73	8.27	.35	.06	76.94	9.48	.41	.08	84.85	11.21
S01	.05	.12	14.16	136.86	.14	.06	31.98	23.19	.08	.09	355.58	63.26	.10	.06	291.08	35.68	.06	.08	187.79	85.32
O01	.16	.11	241.00	38.34	.17	.05	227.57	18.37	.17	.08	223.79	24.58	.14	.05	261.05	22.45	.03	.07	71.35	159.53
N01	.14	.11	87.80	43.89	.08	.05	143.28	36.52	.13	.07	382.59	31.62	.04	.05	255.86	80.46	.07	.07	127.92	63.75
DESVIACION TIPICA: 0.57 DESVIACION TIPICA: 0.54 DESVIACION TIPICA: 0.49 DESVIACION TIPICA: 0.40 DESVIACION TIPICA: 0.35																				
EPS2	.91	.13	17.25	8.12	.83	.20	25.62	13.35	.99	.09	16.42	5.46	.96	.12	10.87	7.12	1.03	.09	15.34	4.88
2N2	3.54	.12	45.28	1.87	3.90	.21	37.76	3.04	3.53	.09	45.37	1.50	3.48	.12	36.00	2.03	3.35	.09	41.27	1.43
MU2	4.41	.13	40.13	1.66	4.79	.21	40.89	2.56	4.57	.10	40.29	1.29	4.43	.13	35.49	1.69	4.48	.10	37.23	1.21
M2	25.90	.12	60.31	.27	27.14	.21	57.55	.44	26.12	.09	61.68	.21	26.52	.12	57.62	.27	25.92	.09	58.34	.20
MU2	5.01	.13	64.49	1.43	5.55	.21	61.95	2.18	5.52	.10	62.47	1.03	4.97	.13	63.58	1.46	5.08	.09	65.13	1.06
M2	132.26	.12	80.04	.05	132.14	.21	80.24	.09	132.09	.10	79.93	.04	132.03	.13	80.25	.05	131.45	.09	79.79	.04
LAME2	.95	.12	79.05	7.40	.89	.20	54.46	13.09	.92	.10	86.22	6.16	.90	.12	85.59	7.88	1.08	.09	85.23	4.79
L2	5.04	.14	90.68	1.57	3.96	.22	75.06	3.21	5.22	.11	92.97	1.22	4.38	.16	72.31	2.05	5.34	.11	82.38	1.17
T2	2.65	.12	103.57	2.56	2.62	.20	101.55	4.47	2.82	.10	104.35	2.11	2.83	.12	100.37	2.49	2.65	.11	106.09	2.37
S2	46.27	.12	111.70	.15	46.13	.21	112.57	.26	46.07	.10	112.05	.12	46.28	.12	112.61	.15	46.38	.11	112.04	.13
K2	13.42	.10	109.10	.43	12.80	.20	110.14	.89	13.19	.08	108.34	.35	13.03	.12	110.63	.53	13.23	.08	110.20	.35
ETA2	.56	.08	128.09	8.29	.54	.17	154.99	18.39	.55	.06	131.51	6.57	.60	.10	136.38	9.94	.54	.07	136.76	7.06
2K2	.17	.08	103.38	27.06	.21	.15	163.88	42.07	.16	.06	114.99	21.25	.05	.09	193.44	99.05	.04	.07	201.40	102.02
DESVIACION TIPICA: 0.50 DESVIACION TIPICA: 1.90 DESVIACION TIPICA: 0.46 DESVIACION TIPICA: 0.84 DESVIACION TIPICA: 0.37																				
M3	1.28	.07	312.38	3.05	1.21	.03	309.28	1.62	1.13	.07	303.43	3.47	1.30	.04	310.29	1.81	1.34	.07	307.40	2.96
DESVIACION TIPICA: 0.29 DESVIACION TIPICA: 0.31 DESVIACION TIPICA: 0.32 DESVIACION TIPICA: 0.28 DESVIACION TIPICA: 0.28																				

Tabla 4-11: Constantes armónicas de las estaciones del Puerto del Musel.

El principal objetivo de esta determinación es la obtención de una serie única con un número menor de interrupciones. Los resultados obtenidos se han tabulado en las tablas 4-12 (vector residual) y 4-13 (factores de normalización y desfases).

ONDA	H(B1)-H(E2)		H(B3)-H(E2)		H(E1)-H(E2)		H(E3)-H(E2)	
	X	κ	X	κ	X	κ	X	κ
Q1	.08	15.61	.16	167.60	.22	186.82	.37	170.03
RO1	.15	168.17	.11	143.52	.23	336.78	.07	115.58
O1	.14	63.27	.33	44.51	.39	67.03	.07	31.68
NO1	.09	300.20	.37	41.26	.26	96.72	.78	348.95
P1	.06	26.44	.17	135.37	.09	335.29	.21	15.20
S1	.79	156.40	.23	172.62	.42	67.85	.18	94.92
K1	.14	359.06	.28	9.10	.17	95.23	.22	307.19
EPS2	.26	137.53	.26	160.59	.15	143.57	.22	158.54
2N2	.43	51.97	.59	17.51	.61	347.84	.62	348.35
MU2	.56	88.51	.43	82.67	.38	49.51	.23	53.14
N2	.62	54.56	1.27	41.45	1.78	13.17	2.17	357.59
NU2	.60	48.21	.48	49.32	.59	39.69	.06	2.57
M2	.11	68.41	1.24	136.33	.48	184.72	.72	166.08
LAMB2	.48	338.87	.55	320.53	.40	328.24	.50	337.00
L2	.47	228.20	1.50	282.04	1.62	311.66	1.89	312.96
T2	.22	265.87	.21	5.65	.10	354.58	.13	12.95
S2	.16	307.63	.49	233.07	.72	213.41	.42	194.14
K2	.25	315.57	.43	291.68	.66	268.62	.57	242.76
ETA2	.19	253.48	.15	236.87	.26	235.88	.22	235.77
M3	0.9	143.59	.14	110.58	.10	174.73	.14	2.52

Tabla 4-12.

Onda	E2/B1		E2/B3		E2/E1		E2/E3	
	Factor Norm.	Desfasaje	Factor Norm.	Desfasaje	Factor Norm.	Desfasaje	Factor Norm.	Desfasaje
Q1	.98462	2.31	.98462	-4.78	1.01587	-6.58	.96482	-10.55
RO1	.93478	-19.40	.87755	-11.89	.97727	30.53	.87755	-4.94
O1	.99428	1.13	1.00144	2.70	.98025	2.99	1.00289	.59
NO1	1.09459	-3.92	1.09459	26.78	.59375	-306.82	4.26316	74.97
P1	1.02294	-.60	1.00450	4.34	1.00905	-2.19	1.08252	-3.48
S1	1.43860	-66.38	1.32258	-9.08	.71930	-16.57	.93182	-11.82
K1	1.00881	-1.06	1.02385	-1.93	1.02080	.75	.98565	-1.64
EPS2	.86458	14.75	.80583	10.27	.91209	8.37	.83838	9.20
2N2	1.12069	1.76	1.16418	-3.51	1.10169	-7.53	1.10482	-7.62
MU2	1.08126	5.39	1.06920	3.65	1.08617	.75	1.04814	.60
N2	1.02338	-.07	1.04707	-.78	1.04788	-2.75	1.03905	-4.13
NU2	1.11670	-1.64	1.09252	-1.19	1.10778	-2.55	1.00543	-.53
M2	1.00083	-.01	1.00525	.45	.99909	.20	1.00038	.31
LAMB2	.98889	-31.14	.82407	-30.78	.93684	-24.60	.96739	-31.77
L2	.90411	2.75	.74157	-7.32	.78571	-15.61	.75862	-17.91
T2	.92580	1.19	.98868	-4.54	.98868	-2.01	1.00000	-2.80
S2	.99676	-.05	.99461	.52	.99697	.87	1.00130	.52
K2	.98235	-.48	.96750	-.05	.95380	1.04	.97043	1.81
ETA2	.90000	18.62	1.00000	16.24	.96429	26.91	.98182	23.49
M3	.93077	-1.01	.90299	1.87	.94531	-3.10	1.07080	5.84

Tabla 4-13.

RED DE MAREA OCEANICA - COMPONENTE VERTICAL

ESTACION 1044 SANTANDER

ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.,
 FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS
 COMPONENTES: S1 O1 S2 N2 S3 S4
 POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO
 INTERVALO 2.0 AÑOS 730 DIAS 15936 LECTURAS 6 BLOQUES
 880101/880807 880905/880929 881003/890409 890410/890411
 890414/890930 891101/891231881003/

ARGUM.	COMPONENTE N ONDA	AMPLITUD		FACTOR		DEFASAJE	E.Q.M.
		ESTIMADA	E.Q.M.	AMPLITUD	E.Q.M.		
105-11X	14 SIGQ	.2400	.0870	1.04885664	.38013	-75.80949000	20.7
105-11X	14 SIGQ	.2331	.1010	1.01845808	.44134	-69.15189000	24.8
124-126	10 2Q1	.3768	.1063	.47926107	.13516	-72.05260000	16.2
127-129	11 SIG1	.5055	.1051	.53302223	.11078	-87.26763000	11.9
133-136	20 Q1	2.1905	.1015	.36870982	.01708	-105.11890000	2.7
137-139	10 RO1	.6040	.1028	.53555360	.09119	-115.46080000	9.8
143-145	16 O1	6.9111	.0982	.22273061	.00317	-142.77100000	.8
146-149	10 TAU1	.3335	.1348	.82170234	.33209	-18.44264000	23.2
152-155	15 NO1	.1516	.0759	.06214149	.03112	87.34187000	28.7
156-158	7 CHI1	.1647	.0942	.35279200	.20188	-137.94700000	32.8
161-162	3 PI1	.2132	.1122	.25188632	.13257	-167.22970000	30.2
163-163	7 P1	2.1114	.1131	.14620489	.00783	123.49920000	3.1
164-164	3 S1	.5444	.1667	1.58970657	.48673	-77.41071000	17.5
165-165	11 K1	6.1769	.1013	.14154946	.00232	106.07060000	.9
166-166	2 PSI1	.4388	.1098	1.26319594	.31596	126.51170000	14.3
167-168	7 PHI1	.1698	.1140	.27319636	.18345	84.79559000	38.5
172-174	8 TETA	.1098	.0940	.23523353	.20146	-136.42430000	49.1
175-177	14 J1	.3762	.0975	.15417382	.03996	9.20891900	14.8
181-183	7 SO1	.0327	.0923	.08064267	.22801	-93.82997000	162.0
184-186	11 OO1	.2512	.0611	.18791125	.04568	-46.70911000	13.9
191-113	19 NU1	.0346	.0623	.13515590	.24342	147.35310000	103.2
207-22X	21 EPS2	.9555	.4956	3.26835045	1.69511	103.89420000	29.7
233-236	10 2N2	2.8134	.5185	2.80635465	.51722	119.69240000	10.6
237-23X	10 MU2	4.2605	.5167	3.52256502	.42721	97.62283000	6.9
243-245	13 N2	26.6512	.4959	3.51834323	.06546	100.34710000	1.1
246-248	11 NU2	6.5893	.4880	4.58020926	.33922	109.73370000	4.2
252-258	26 M2	128.8189	.4765	3.25590707	.01204	87.76228000	.2
262-264	5 LAMB	1.3016	.4687	4.45896870	1.60569	95.44272000	20.6
265-267	12 L2	2.7111	.4675	2.42405641	.41802	61.81954000	9.9
271-272	2 T2	3.0180	.4465	2.79766522	.41388	94.46312000	8.5
273-273	4 S2	44.0854	.4467	2.39502371	.02427	53.25974000	.6
274-277	12 K2	12.9329	.3454	2.58231473	.06896	51.68706000	1.5
282-285	15 ETA2	.5412	.3054	1.93196257	1.09010	65.94327000	32.3
292-2X5	14 2K2	.2647	.1804	3.59490568	2.45060	-7.41821300	39.1
327-327	1 327	.1385	.0987	17.1531773912	.22133	-34.18946000	40.8
335-337	2 335	.0554	.0649	2.04711490	2.39749	31.85279000	67.1
345-347	3 345	.2980	.0888	1.92384029	.57318	-82.35857000	17.1
353-355	3 M3	1.1550	.0858	2.04639873	.15203	-156.91500000	4.3
363-365	4 365	.3660	.0965	11.49840209	3.03112	-63.38935000	15.1
375-375	4 375	.2401	.0539	3.26079664	.73243	-178.02770000	12.9
382-382	1 S3	.2071	.0755				
455-455	1 M4	1.9550	.0898				
491-491	1 S4	.2259	.0788				
DESVIACION TIPICA D 2.01 SD 8.08 TD 1.37 QD 1.43							
O1/K1 1.5735 1-O1/1-K1 .9054 M2/O1 14.6181							

Tabla 4-14. Constantes armónicas de Santander. Desfasaje $l = -(k + 180^\circ)$.

Los resultados mostrados en estas tablas reflejan que a pesar de obtenerse resultados muy similares existen algunas excepciones:

- En la estación E1, la mayoría de las componentes muestran una ligera amplificación, probablemente debida a las ondas progresivas reflejadas. En particular, el factor de normalización de S_1 varía de 0.72 en E1 a 1.46 en B1, lo que podría estar causado por la componente diurna del viento, con efectos máximos sobre la estación E1 por su posición particular. Y es que análisis de Fourier y análisis mínimos cuadrados realizado a datos horarios del viento muestran una componente principal S_1 con amplitud 2.7 km/h y acimut 47.85° [45]. Por lo tanto, la amplificación puede estar causada por estos factores, relacionados con la posición particular de la estación dentro de los muelles que configuran el puerto.
- Los parámetros de normalización de NO_1 en las estaciones E1 y E3 no deben ser tenidos en cuenta, ya que esta componente no es significativa al tener una amplitud pequeña y un error cuadrático medio alto.

En la estación secundaria de Santander se ha obtenido, así mismo, el modelo de marea (tabla 4-14). Los resultados son muy similares a los obtenidos en las estaciones del Puerto del Musel, lo que confirma que son estos los valores de las constantes armónicas predominantes en la zona. Así mismo, el valor del error cuadrático medio nos permite afirmar la bondad del preproceso, así como asegurar la exactitud de los valores de la determinación de la marea en esta estación.

4.5 Nivel medio de marea

Una vez que se han obtenido las constantes armónicas de marea oceánica para las componentes principales, es posible predecir los movimientos verticales instantáneos. Esta primera corrección puede ser representada esquemáticamente por la ecuación

$$h(t) = \sum_{i=1}^N H_i^o \cos(\omega_i t + \varphi_{ie}^G - G_i) = \sum_{i=1}^N H_i^o \cos(\omega_i t + \varphi_{ie}^P - k_i)$$

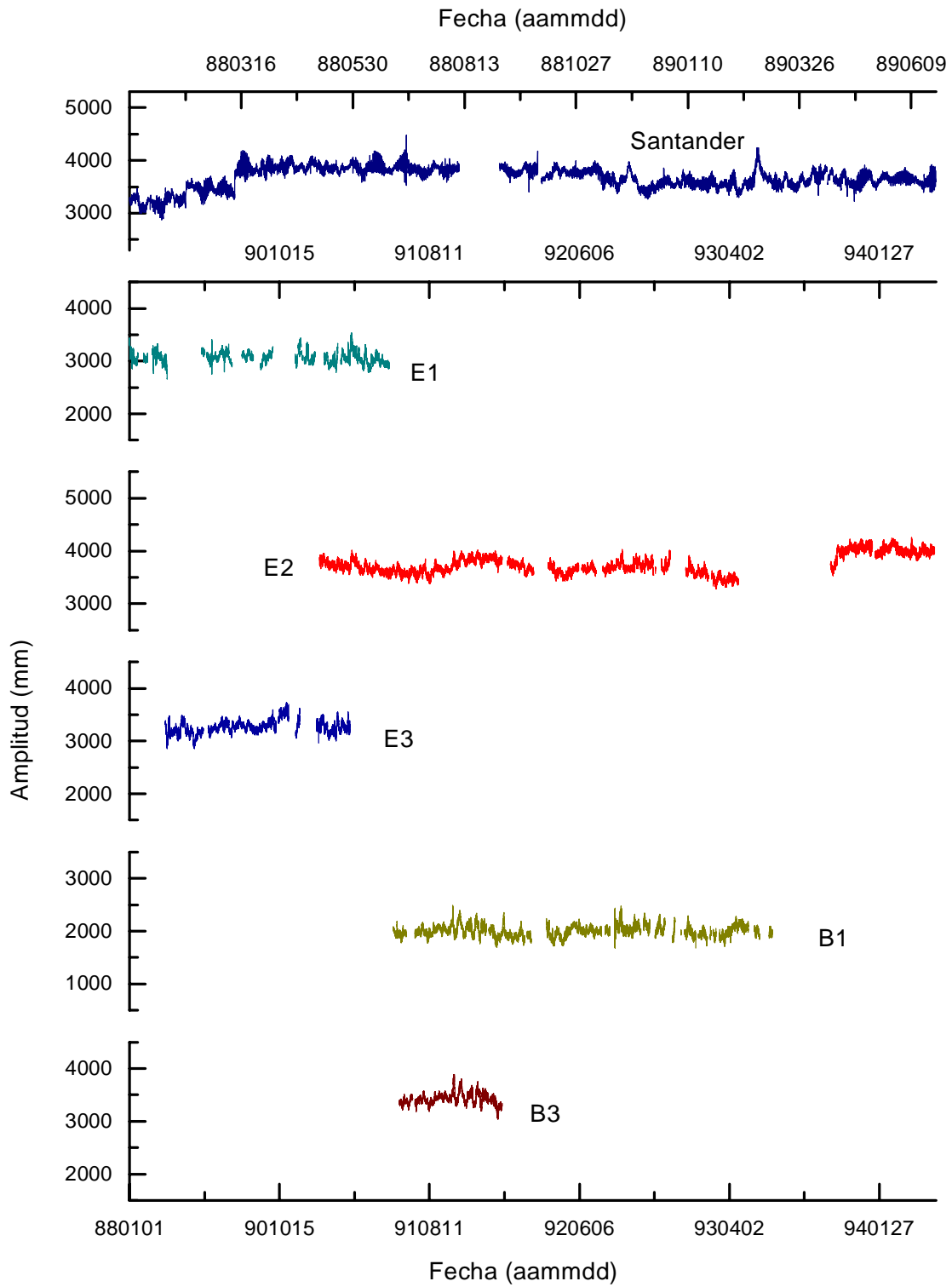


Figura 4-10: Nivel medio de marea relativo en Gijón y Santander.

donde H_i^o es la amplitud estimada de los constituyentes de velocidad angular ω_i y fase inicial y desfase respecto a la marea de equilibrio en Greenwich φ_{ie}^G y G_i y respecto al punto de observación φ_{ie}^P y k_i . N representa el número finito de componentes armónicas determinadas en el análisis mínimos cuadrados.

Como ya hemos indicado, para la eliminación del modelo de marea hemos elegido como modelo óptimo el obtenido a través del método desarrollado por A.P. Venedikov. Hay que señalar que, aunque para la obtención del modelo de marea óptimo no se han considerado lagunas interpoladas de más de 3 horas, el modelo se ha eliminado de toda la serie. Se representa el nivel medio de marea así obtenido. Además, no se han eliminado los términos permanentes de marea M_0 y S_0 debido a que no es posible determinar su amplitud real al ser términos constantes. Esta amplitud depende de la salinidad en el punto de observación y es distinta para cada estación. Es posible determinar una amplitud teórica, pero no la real, al no poder hacerse empíricamente. Estos términos ocasionan que el nivel del mar así determinado no sea una superficie equipotencial, no coincidiendo, pues con el geoide. Estas superficies se denominan, sin embargo, geoide cero.

Los resultados tras la eliminación de la marea oceánica para Gijón y Santander se muestran en la figura 4-10. En estas gráficas se puede detectar la presencia de variaciones periódicas, que serán tratadas en las próximas secciones. Así mismo, también es posible apreciar la existencia de variaciones no regulares, simultáneas en diversas estaciones y de magnitud parecida, que están asociadas a fenómenos meteorológicos. Estas variaciones se estudiarán en el próximo capítulo.

4.6 Modelo oceánico del Puerto del Musel

Una etapa que sigue de forma natural a la determinación de las constantes armónicas en las distintas estaciones y a su enlace, es la elaboración de cartas de marea del Puerto del Musel para amplitud y desfase de las principales componentes diurnas y semidiurnas.

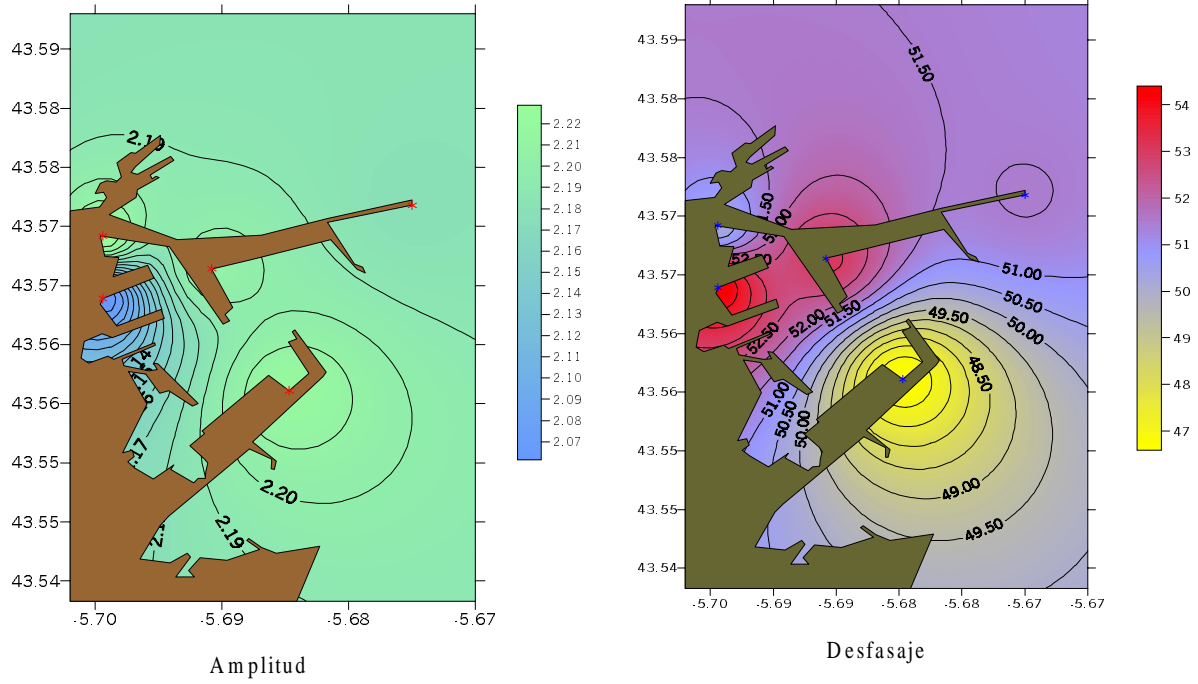
La construcción de modelos oceánicos se escapa al objetivo central de esta memoria; sin embargo, están ligados a gran número de aplicaciones geodésicas, geofísicas, oceanográficas y de tecnología espacial, entre las que se encuentran la corrección de las observaciones de al-

timetría por satélite y la posterior estimación de la SST, así como la precisa determinación del nivel medio global del océano. Así mismo, condicionan la correcta interpretación de numerosas observaciones realizadas mediante técnicas de Geodesia clásica, dado que desviaciones de algunos centímetros entre los modelos globales y la realidad observada en áreas próximas a una estación terrestre, modifica fuertemente el valor del efecto oceánico indirecto. Por este motivo, disponer de un modelo del Puerto de Gijón, que pueda ser utilizado como complemento de los anteriores, será de utilidad en relación con las observaciones gravimétricas y de mareas terrestres realizadas por el Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM) en zonas próximas de la Península Ibérica [315, 289, 314]. La modelización ha sido posible, ya que en esta etapa del trabajo disponíamos de observaciones mareográficas representativas de la respuesta hidrodinámica de la mayor parte de las dársenas que configuran el Puerto del Musel.

Las cartas oceánicas de amplitudes y desfases respecto de la marea de equilibrio en Greenwich han sido elaboradas mediante técnicas de interpolación numérica, considerando todas las observaciones de igual peso. La función de interpolación, inversamente proporcional a la distancia, se ha estimado para una red de nodos equidistantes que recubre el área en estudio. En este trabajo, hemos considerado únicamente los armónicos significativos, seleccionando aquellos cuya amplitud es mayor que 3σ (conocidos también como Gráficos Shewart cuando se emplea en Control de Calidad), que proporciona un intervalo de confianza de 99.73 % en los parámetros modelados, suficiente para nuestras necesidades. Como ejemplo, en las figuras 4-11, 4-12, 4-13 y 4-14 se muestran las cartas de P_1 , S_1 , O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 y K_2 , presentado amplitudes y desfases muy similares. Estos resultados están confirmados por los valores listados en las tablas de los vectores diferencia 4-12 y 4-13.

La distribución espacial de los parámetros de marea nos ha permitido estudiar las principales anomalías introducidas por la geometría del puerto. Así, por ejemplo, hemos podido constatar diferencias significativas en el constituyente S_1 , que presenta un máximo en la estación E1, valores considerablemente altos del factor de amplitud en los mareógrafos interiores E2 y E3, y muy inferiores, con valores en el límite de confianza adoptado para los parámetros, en las estaciones B3 y B1; esta última situada en mar abierto. Esta distribución de amplitudes y desfases parece estar relacionada con la dirección de la componente diurna del régimen de vientos, de acimut 34° y periodo $23^h 59^m 25^s$ en las estaciones de la defensa norte.

Componente P1



Componente S1

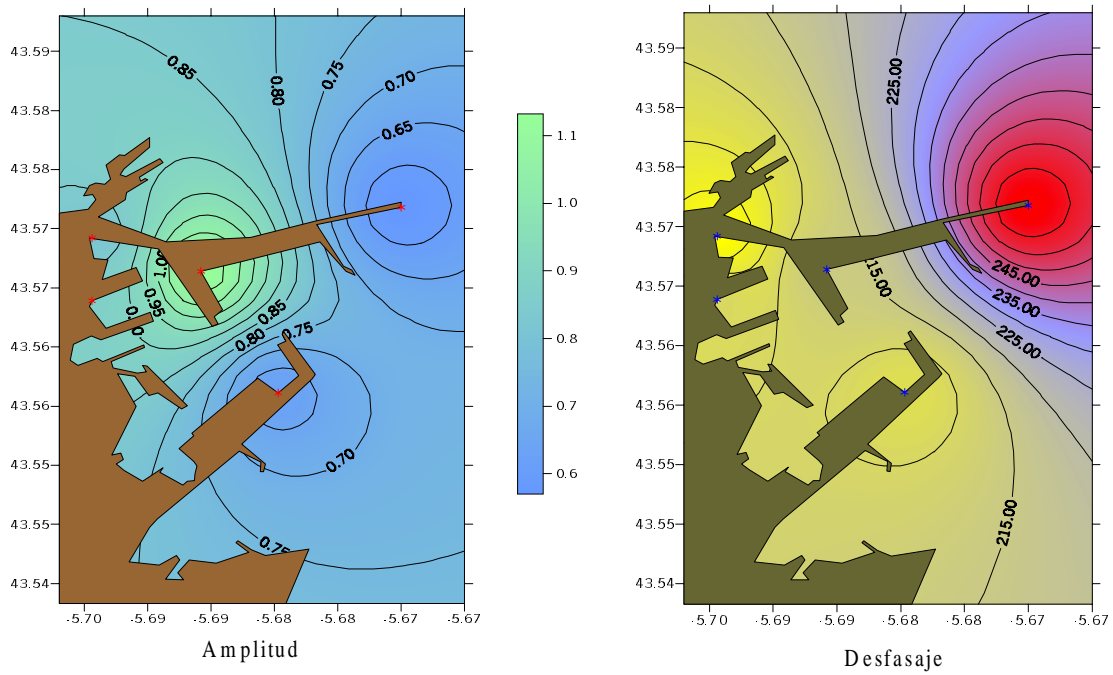
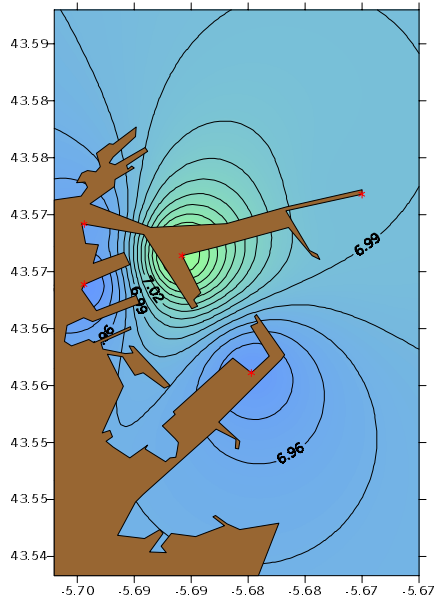
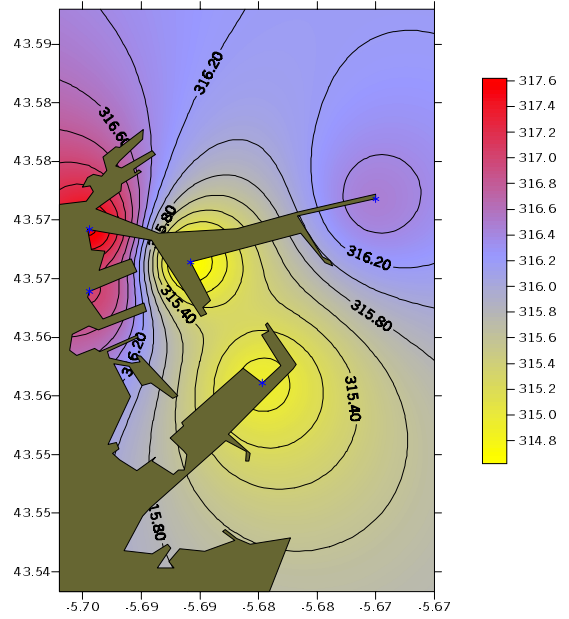


Figura 4-11: Modelo del Puerto del Musel de las componentes P_1 y S_1 .

Componente O1

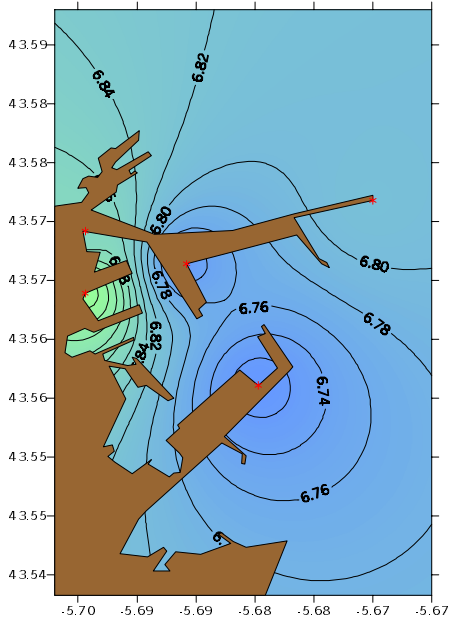


Amplitud

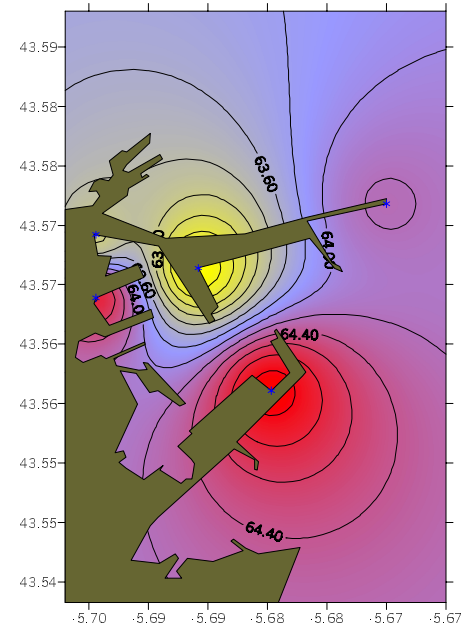


Desfasaje

Componente K1



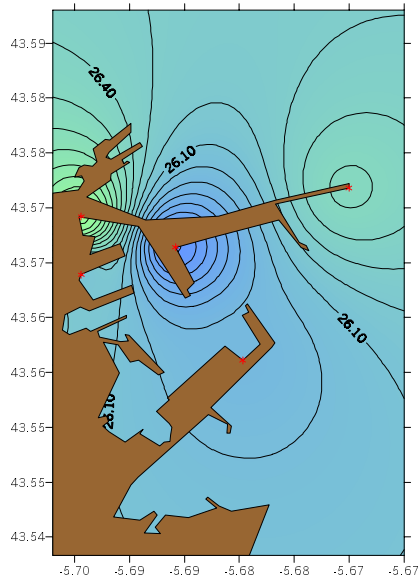
Amplitud



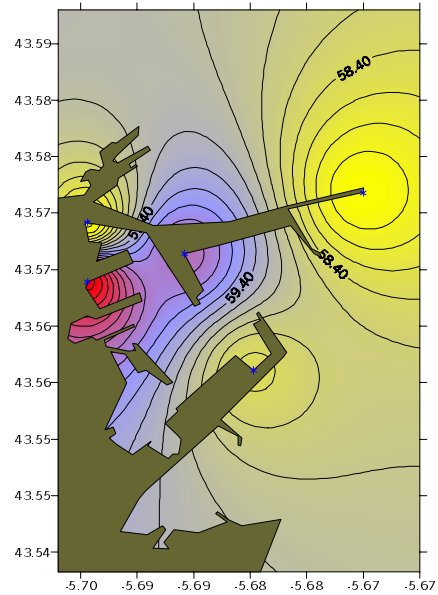
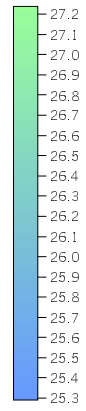
Desfasaje

Figura 4-12: Modelo del Puerto del Musel de las componentes O_1 y K_1 .

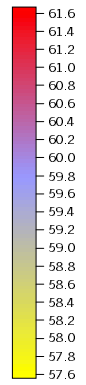
Componente N2



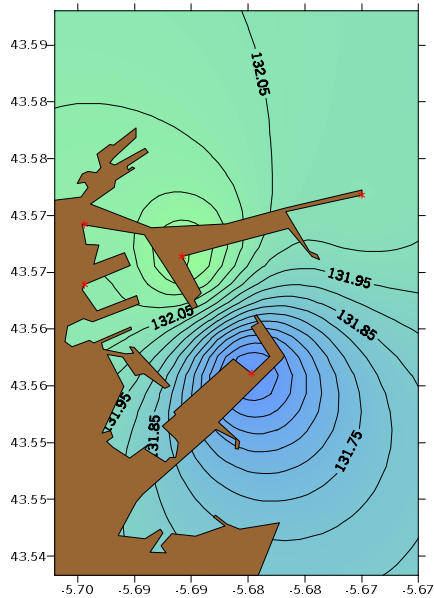
Amplitud



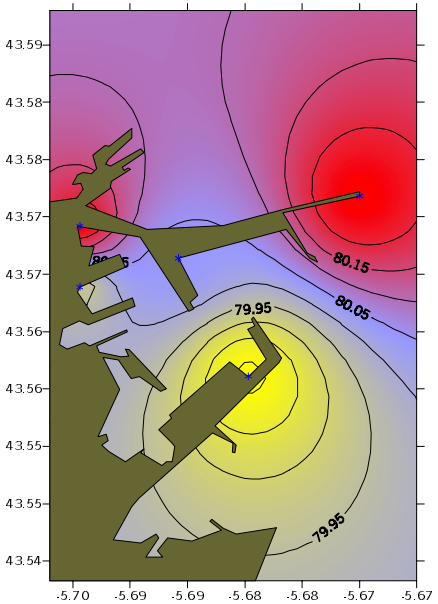
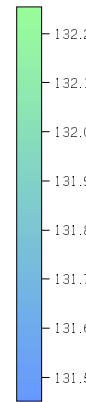
Desfasaje



Componente M2



Amplitud



Desfasaje

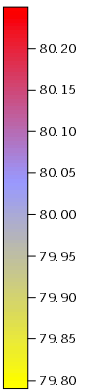
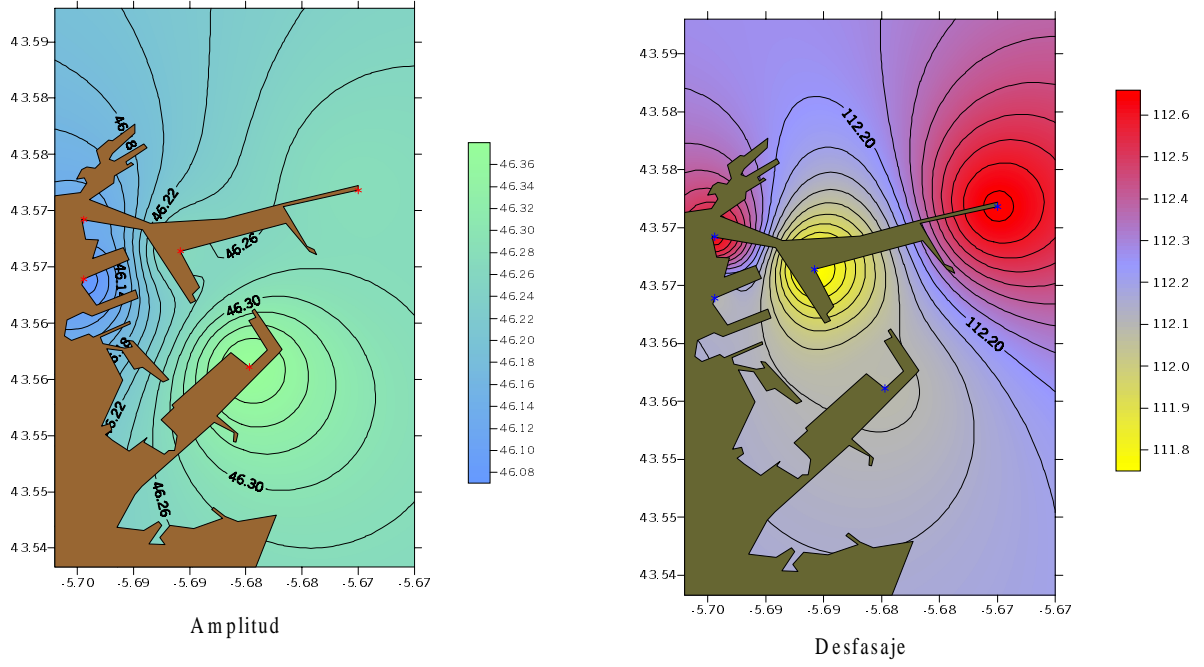


Figura 4-13: Modelo del Puerto del Musel de las componentes N_2 y M_2 .

Componente S2



Componente K2

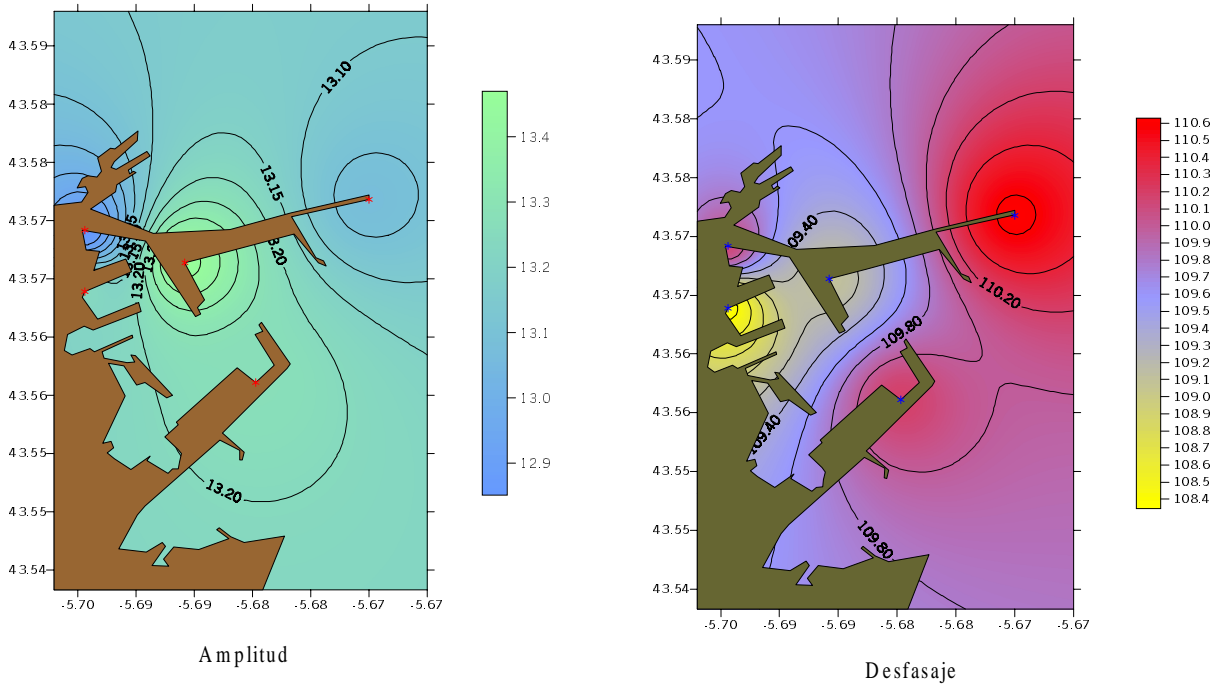


Figura 4-14: Modelo del Puerto del Musel de las componentes S_2 y K_2 .

El disponer de las constantes armónicas de la estación de Santander ha posibilitado, además, incorporar dos estaciones fundamentales en el proceso de validación y refinamiento de modelos regionales y globales de marea oceánica [295]. La comparación, realizada en Gijón a través de la estación B1, se ha ampliado a las estaciones históricas, emplazadas en ambos puertos por el Instituto Hidrográfico de la Marina y el Instituto Español de Oceanografía durante los periodos 1944-1948, 1926, 1944-1956 y 1972 [96, 36, 139], cuyas constantes armónicas son utilizadas en la predicción de alturas de marea.

Según la metodología empleada en la elaboración de una carta oceánica, se pueden distinguir distintos tipos: modelos teóricos, empíricos, de interpolación hidrodinámica y espaciales. Los modelos teóricos se basan en la resolución de un sistema de ecuaciones hidrodinámicas que describe el comportamiento del océano a la actuación de la fuerza derivada del potencial lunisolar y la fuerza de Coriolis debida la rotación terrestre. Los modelos empíricos están basados en las constantes armónicas obtenidas a partir de observaciones mareográficas. Los modelos de interpolación hidrodinámica combinan los métodos teóricos y los empíricos, y los métodos espaciales se basan en las observaciones obtenidas mediante técnicas de altimetría por satélite.

Dado que no pretendemos construir modelos globales del océano, nos limitaremos a describir sus principales características, analizando algunas de sus ventajas e inconvenientes.

Como ya hemos indicado, los **modelos teóricos** se basan en la resolución de un sistema de ecuaciones hidrodinámicas que trata de describir la respuesta del océano a las fuerzas que derivan de los potenciales gravítico y de mareas. En general, parten de las Ecuaciones de Laplace y, teniendo en cuenta sus hipótesis simplificadas de Tierra sólida rígida y capa simple de océano, introducen términos, diferentes según los autores, que tratan de aproximar el modelo a la realidad observada. Las condiciones de contorno, métodos numérico de integración y redes de discretización varían, así mismo, dependiendo del modelo [27, 204, 133, 345, 174]. Así, por ejemplo, en 1972, Hendershott [133] consideró una Tierra elástica e introdujo términos correspondientes a autoatracción oceánica, marea del fondo terrestre, marea de carga oceánica y disipación de energía en la costa, obteniendo las siguientes ecuaciones

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \sin \phi = -\frac{g}{a \cos \phi} \frac{\partial \left(\xi' - \frac{\Gamma}{g} \right)}{\partial \lambda} + \frac{\partial F}{\rho D \partial \lambda}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \operatorname{sen} \phi = -\frac{g}{a} \frac{\partial \left(\xi' - \frac{\Gamma}{g} \right)}{\partial \phi} + \frac{\partial F}{\rho D \partial \phi}$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial (uD)}{\partial \lambda} + \frac{\partial (vD \cos \phi)}{\partial \phi} \right] + \frac{\partial \xi'}{\partial t} - \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$$

donde:

- (u, v) componentes horizontales de la velocidad del fluido en las direcciones este y norte,
- (ϕ, λ) latitud y longitud del punto considerado,
- ω velocidad angular terrestre,
- a radio medio de la Tierra,
- ξ elevación geocéntrica de la marea oceánica,
- ξ' elevación geocéntrica de la marea terrestre del fondo oceánico,
- Γ suma de todos los potenciales de marea,
- D espesor estático de la capa de agua,
- ρ densidad del agua oceánica, y
- F fricción con el fondo oceánico.

Hendershott integra estas ecuaciones imponiendo como condición de contorno la especificación de la elevación en las zonas costeras y un tamaño de red de $6^\circ \times 6^\circ$.

Es de señalar que, a pesar de los esfuerzos de todos estos científicos, los resultados obtenidos están lejos de ser perfectos, y el propio Bodganov reconocía en el año 1975 que ninguno de los trabajos teóricos realizados hasta entonces se aproximaba al comportamiento real de la marea oceánica.

Los **modelos empíricos** se basan en datos obtenidos a partir de observaciones, es decir, en constantes armónicas determinadas mediante análisis numérico de las observaciones mareográficas, sin tener en cuenta consideraciones teóricas. Uno de los mayores problemas está en la distribución irregular de estaciones mareográficas, ya que hay muchas localizadas en zonas de Europa, Norte América y Japón y pocas en zonas ecuatoriales o próximas a los Polos. Además, gran cantidad de los datos no son utilizables debido a muy diversas causas, como, por ejemplo, una incorrecta calibración de los instrumentos o la situación singular de la estación mareográfica en puertos, bahías o estuarios. Otro de los obstáculos que se encuentra en la construcción de modelos por este método es que no se dispone de datos suficientes en profundidad, pero sí de

muchos en zonas costeras. Por lo tanto, no es posible la realización de un modelo global por ajuste mínimos cuadrados de las observaciones que posea la precisión requerida, pero sí que es posible obtener resultados próximos a la realidad cuando los modelos son locales. Este es el caso de los obtenidos para el Puerto del Musel.

Los **modelos de interpolación hidrodinámica**, o modelos mixtos, son una combinación de los modelos teóricos y empíricos. Este tipo de modelos fue iniciado por Hansen y sus colaboradores Friedrich (1967), Brettschneider (1967) y Zahel (1970), así como por Estes (1975), desarrollando un método denominado hidrodinámico-numérico [125, 260]. Se parte de las ecuaciones hidrodinámicas de Laplace y se introducen los términos correspondientes al régimen turbulento de las corrientes de marea y a la fricción con el fondo. Las condiciones de contorno son los valores observados en cuencas oceánicas [313]. Siguiendo en esta línea, Schwiderski desarrolla en 1980 el modelo NSWC (Naval Surface Weapons Center), que incorpora más de 2000 datos empíricos costeros y de profundidad [261, 262]. Se obtiene así la elevación de la superficie libre del océano sobre su nivel medio para las 11 componentes principales del potencial lunisolar de mareas: 4 diurnas (K_1, O_1, P_1, Q_1), 4 semidiurnas (M_2, S_2, N_2, K_2) y 3 de largo periodo (M_f, M_m, S_{sa}). En las figuras 4-15 y 4-16 se representan las cartas de amplitud (en centímetros) e isofase (en grados), respectivamente, correspondientes al armónico M_2 . El error total es menor de 10 centímetros en todo instante y en cada punto de los océanos abiertos, precisión que se ve limitada en zonas costeras ya que la red elegida en el modelo NSWC no se ajusta totalmente a la línea de costa. Además, estas cartas no modelizan mares cerrados. A pesar de esto, utilizados en combinación con cartas locales en cuencas cerradas y en zonas costeras, constituye uno de los modelos globales estándar más utilizados tanto en la predicción de marea como en el cálculo del efecto oceánico indirecto.

Cada una de las cartas es discretizada sobre una red esférica de $1^\circ \times 1^\circ$ que cubre toda la superficie terrestre hasta una colatitud de 168° , sin considerar la Antártida al sur de este paralelo. El número total de polígonos es de 60840, que son clasificados por números de colatitud en dos bloques consecutivos, que contienen 360 valores, de amplitud y fase, ordenados por números de longitud. Así, se dan, para el centro geográfico de cada uno de los polígonos de colatitud $\theta = (m - 0.5)^\circ$ y longitud $\lambda = (n - 0.5)^\circ$, los parámetros de marea oceánica $(\xi_{nm}^l, \delta_{nm}^l)$, amplitud y fase del armónico l considerado. Al no modelizarse todas las zonas del

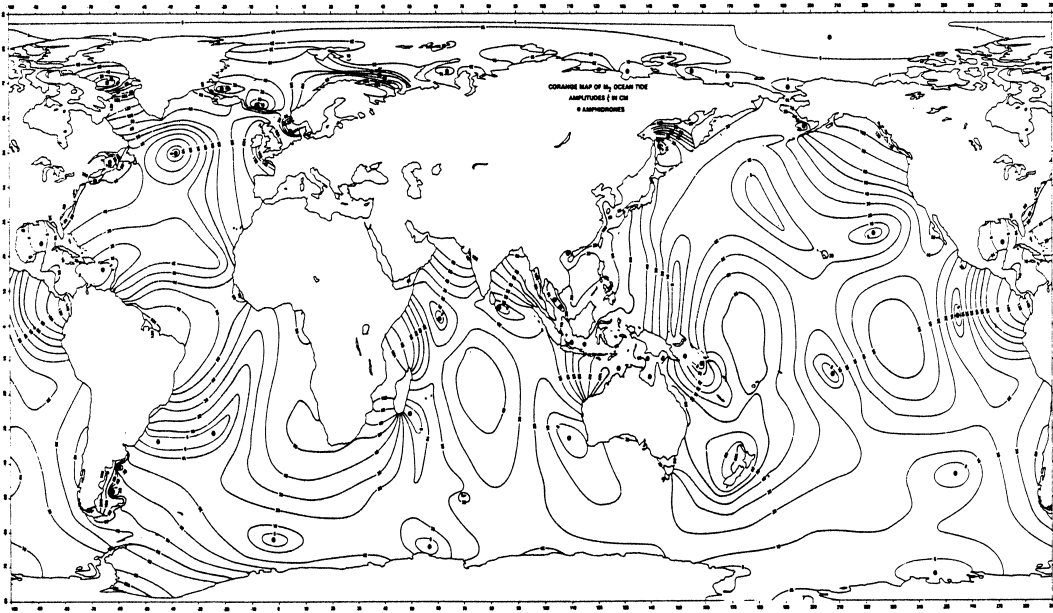


Figura 4-15: Modelo NSWC. Carta de amplitudes (en cm) de M_2 [263].

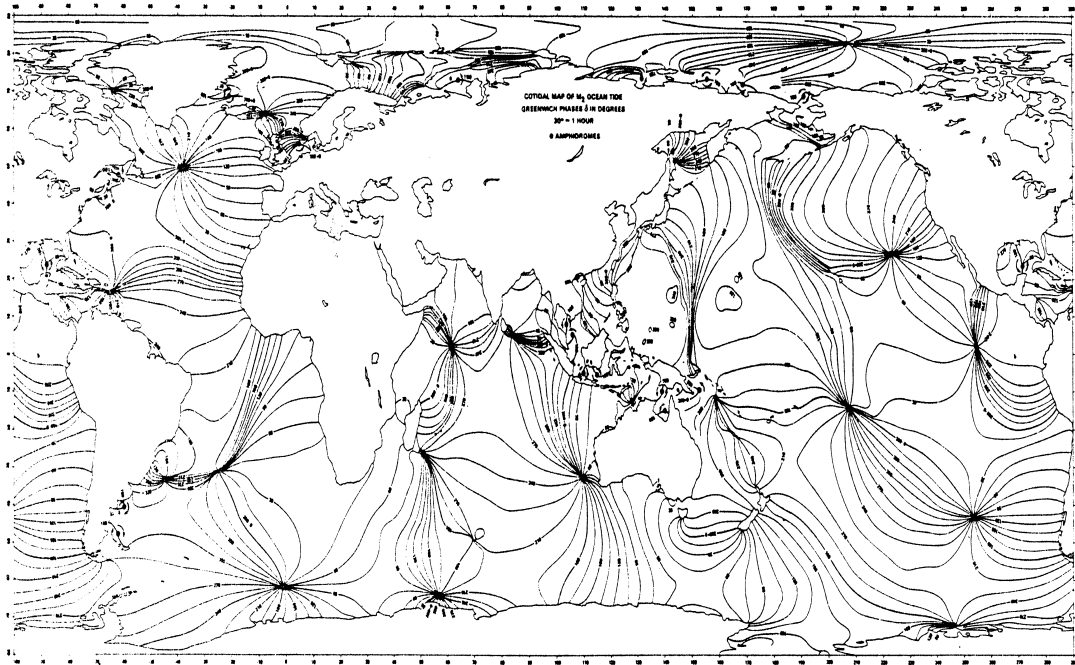


Figura 4-16: Modelo NSWC. Carta de isofases de M_2 [263].

globo terráqueo, el número de polígonos útiles se reduce a 40855.

La base de los modelos NSWG son las Ecuaciones de Laplace, modificadas al introducir términos de marea terrestre y de carga, de disipación turbulenta por el movimiento de las masas de agua y de fricción con el fondo marino. Se obtienen así unas ecuaciones continuas (COTEs) que, por el método de Hansen [263], se transforman en ecuaciones en diferencias finitas (DOTEs: ecuaciones discretas de marea oceánica). El modelo teórico así obtenido se modifica teniendo en cuenta las irregularidades del fondo, la disipación de energía y la fricción con el fondo, y ha sido construido incorporando un factor correctivo del valor de la profundidad media del trapecio considerado, en función de dichas irregularidades. Esto permite controlar las distorsiones producidas por el relieve submarino y por el efecto de barrera de las grandes cordilleras oceánicas. Para aplicar la técnica de interpolación hidrodinámica se han incorporado al modelo más de 2000 datos de observación, tanto costeros como de profundidad. Finalmente, señalar que los modelos de interpolación hidrodinámica proporcionan muy buenos resultados en zonas no costeras, pero no tan buenos en zonas próximas a la costa, dada la complejidad de la propagación de las ondas de marea sobre la plataforma continental, la singularidad de algunas observaciones costeras y la no actualización con nuevas estaciones mareográficas, como pondremos de manifiesto en nuestros resultados. Por otro lado, a pesar de disponer cada vez de mayor número de observaciones, es muy difícil que la superficie del océano esté recubierta por una red lo suficientemente densa para que se pueda obtener una carta oceánica totalmente empírica, ya que la precisión que se requiere en las observaciones es cada vez mayor, al necesitarse mayor precisión en sus aplicaciones.

Los **modelos espaciales** se basan en las observaciones realizadas sobre la señal de marea oceánica mediante técnicas de altimetría por satélite, donde se mide la altitud del satélite sobre la superficie libre instantánea del océano, ya que el altímetro del satélite es un sensor activo situado en el nadir del satélite que mide la distancia al punto más cercano de la superficie. La medida básica es el tiempo de retorno de la señal desde el océano o la superficie de hielo, aunque en realidad la medida definitiva se obtiene a través de la media de un gran número de medidas de la señal y de su tiempo de recorrido. Si se conocen los elementos orbitales del satélite se puede determinar la elevación sobre el elipsoide de referencia, lo que proporciona la altura del nivel del mar sobre este elipsoide. Hay distintas fuentes de error que afectan a las medidas obtenidas

mediante altimetría por satélite, por lo que para poder utilizar la información proporcionada en la obtención de los principales constituyentes de marea oceánica es necesario aplicar una serie de correcciones tanto a la medida como a la componente radial de la órbita del satélite. Las principales fuentes de error son [242]: instrumentales (errores de la medida de tiempo, de calibración, de puntería, ruido y error en las trayectorias del altímetro), de propagación de la señal (refracción ionosférica y retardo troposférico seco y húmedo) y en la posición del satélite (perturbaciones producidas por el campo gravitatorio terrestre, el potencial astronómico de marea, el potencial de deformación generado por las mareas terrestre, oceánica y atmosférica, el potencial adicional de deformación creado por las cargas oceánica y atmosférica, la presión ejercida por la radiación solar, los efectos relativistas, la fricción del satélite con la atmósfera y las variaciones en la posición provocadas por el campo electromagnético terrestre). Debido a esto, la mayor precisión con que se puede obtener la altura del nivel del océano sobre el elipsoide es de 2 centímetros, si se promedia sobre escalas espaciales de algunos cientos de kilómetros [49]. Otros problemas que presenta la utilización de altimetría por satélite para la determinación de modelos oceánicos son que la medida se realiza sobre la superficie instantánea del océano y su poca resolución espacial, siendo así mismo, satélites con un periodo exacto de repetición (de varios días: 10 días en el caso del Topex/Poseidon y superior a 30 días para el ERS-1), por lo que el periodo de toma de datos es muy grande. Además, las medidas altimétricas no se pueden realizar a menos de 3 kilómetros de la costa y para profundidades menores de 100-150 metros, debido a que la precisión disminuye, al reflejarse la señal en el fondo oceánico. La obtención de datos altimétricos en zonas costeras es posible con las técnicas de altimetría láser aérea ("Airbone Laser Altimetry"), con una precisión de decimétrica a centimétrica. Sin embargo, actualmente no se dispone de un gran número de datos proporcionados por esta técnica, cuyas primeras observaciones fueron obtenidas en 1995, debido principalmente a que las medidas se realizan en campañas especiales en pequeñas áreas y al elevado coste de las mismas [56, 15].

Desde la década de 1990 se han desarrollado numerosos modelos oceánicos altimétricos, principalmente como consecuencia de las medidas altimétricas cada vez más precisas (sobre todo desde el lanzamiento del Topex/Poseidon) y de un mayor intervalo de tiempo de observación. Un análisis detallado de todos estos modelos escapa de los objetivos de esta memoria. Sin embargo, debido a la importancia creciente de este campo, presentamos a continuación algunos

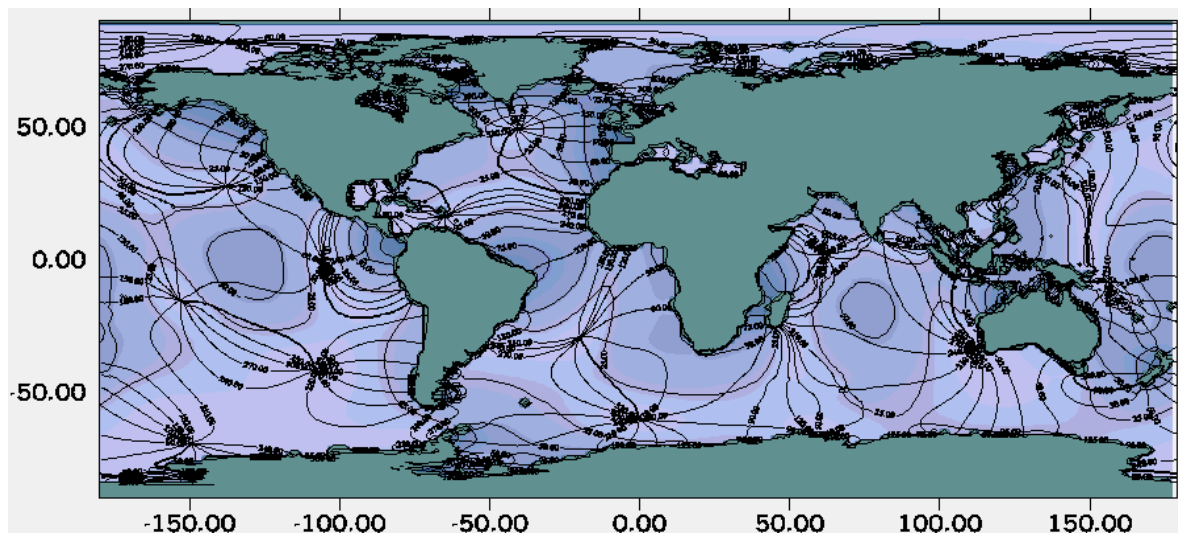


Figura 4-17: Amplitud y fase de la componente M_2 según el modelo FES95.

de los modelos más destacados.

Para el desarrollo de modelos altimétricos, diversos autores se han basado en modelos puramente hidrodinámicos, principalmente en el FES94 de Le Provost *et al.* [231]. Este modelo fue obtenido a partir del método de los elementos finitos. Uno de los primeros modelos de este tipo fue el AG95, que es un ajuste de alta longitud de onda del modelo FES94 para M_2 y S_2 , usando 2 años de observaciones altimétricas y que fue presentado por Andersen en 1995. Las soluciones dadas por Cartwright y Ray para la carga oceánica se utilizaron antes de determinar el modelo [6, 270]. Su resolución espacial es de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ entre las latitudes 65° N y 65° S, siendo exactamente igual que FES94 fuera de estos límites.

Le Provost *et al.* [232, 233, 270], completaron el modelo FES95 a partir del modelo hidrodinámico FES94, por medio de un proceso de asimilación de los modelos altimétricos CSR2 para puntos de más de 1000 metros de profundidad, con una separación de 0.5° en latitud y longitud. Incluyen los océanos Atlántico, Pacífico, Índico, Mediterráneo, Océano Ártico, Bahía de Hudson, Canal de la Mancha, Mar del Norte y Mar de Irlanda, para un total de 13 componentes. En general, para las componentes también modelizadas por Schwiderski, la distribución es bastante similar, como se puede apreciar en la figura 4-17, donde se han representado la amplitud y la fase sobre los océanos mundiales de la componente M_2 .

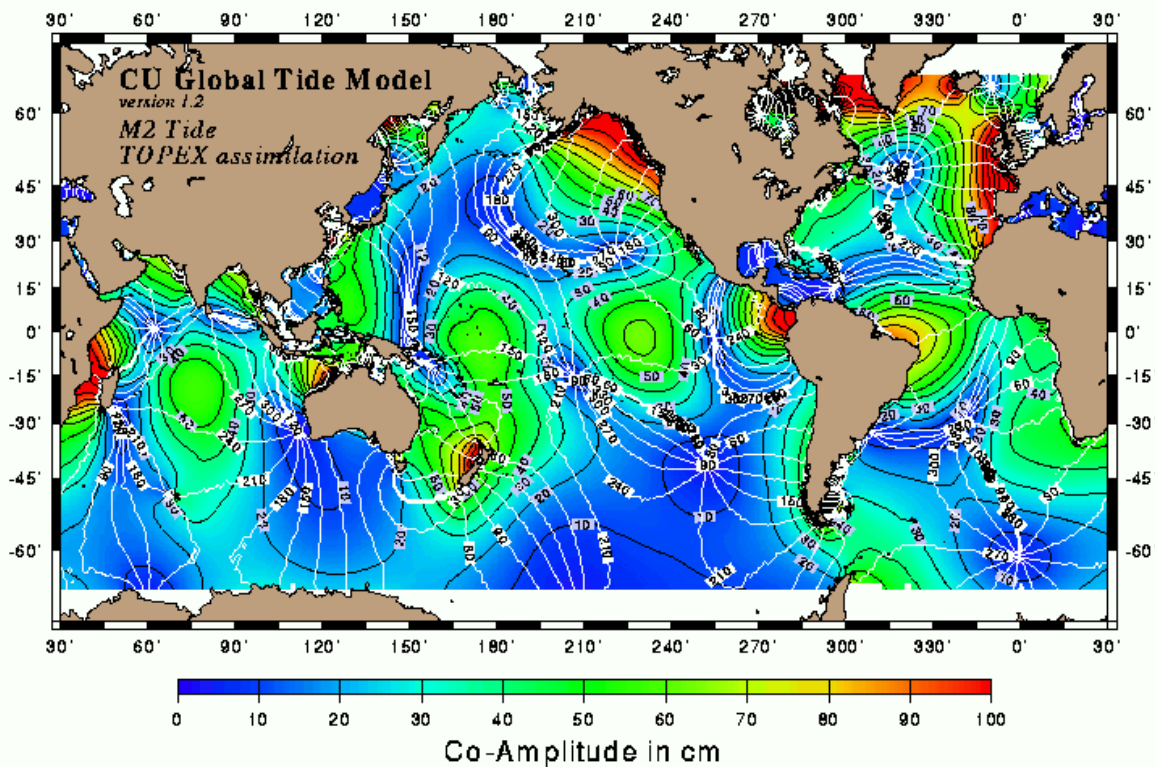


Figura 4-18: Modelo oceánico mundial de Kantha; componente M_2 .

El modelo CSR4, desarrollado recientemente por Eanes, está basado en 239 ciclos del Topex/Poseidon que totalizan 6.4 años de observaciones de este satélite, posee una resolución en latitud y longitud de 0.5 grados [270]. Este modelo es la cuarta versión de los modelos CSR, y se basa tanto en los modelos FES94 como en AG95.

No todos los modelos altimétricos recientes parten del modelo FES94. Como ejemplo, representamos en la figura 4-18 el modelo Kantha, que asimila en un esquema barotrópico vertical de diferencias finitas los valores proporcionados por el modelo DW94, desarrollado por Desai y Wahr, y valores de mareógrafos costeros [147, 149, 270]. Por lo tanto, este modelo tiene en cuenta las diferencias presentadas en la marea (componente vertical y horizontal) dependientes de la profundidad.

Finalmente, nos gustaría destacar la similitud que existe en la distribución de amplitud y desfase. Además, los modelos oceánicos globales muestran la coincidencia en un área bien de-

terminada de sistemas anfídromicos en todas las componentes principales diurnas y semidiurnas (Harris, 1904; Bodganov, 1961; Defant, 1961; Bodganov y Magarik, 1967; Hendershott, 1972; Luther y Wunsch, 1974; Zahel, 1976; Pekeris y Accad, 1969 ; Schwiderski, 1980; Schwiderski, 1990; Cartwright y Ray, 1991; Le Provost *et al.*, 1994; Eanes y Bettadpur, 1994; Andersen; 1995; Desai y Wahr, 1995; Le Provost, 1995; Kantha, 1995).

Estación	O_1		K_1		N_2		M_2		S_2	
	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G
Est. B1	7.0	322.2	6.2	69.9	26.5	69.0	132.0	91.6	46.3	124.0
Est. E2	7.0	323.3	6.8	69.0	27.1	69.0	132.1	91.6	46.1	124.0
Est. hist.	6.0	334.6	7.9	71.4	25.8	74.4	127.6	90.5	45.8	121.4
NSWC	7.0	309.0	8.0	65.0	24.0	72.0	111.0	87.0	44.0	120.0
FES95	6.9	318.9	6.4	72.7	27.5	70.1	134.6	90.5	49.3	123.2
IBERIA					25.5	73.5	126.0	90.9	45.9	122.1

Tabla 4-15. Comparación de las constantes armónicas en las estaciones de Gijón.

Estación	O_1		K_1		N_2		M_2		S_2	
	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G
Est. 1044	6.9	326.6	6.2	77.7	26.6	87.2	128.8	99.8	44.1	134.3
Est. hist.	6.5	335.0	6.4	153.2	26.0	78.0	161.6	93.0	51.2	132.2
NSWC	8.0	303.0	7.0	65.0	26.0	76.0	114.0	89.0	46.0	122.0
FES95	7.1	318.9	6.2	72.5	27.7	71.2	135.2	91.7	49.6	124.8
IBERIA					26.2	75.9	131.0	94.5	48.3	124.8

Tabla 4-16. Comparación de las constantes armónicas en las estaciones de Santander.

Entre estos modelos, hemos seleccionado para su contrastación los globales NSWC y FES95, cuyas diferencias en océanos abiertos son, en general, del orden del centímetro, y el modelo regional IBERIA [317, 316]. Los resultados, que se presentan en las tablas 4-15 y 4-16 para Gijón y Santander, ponen de manifiesto la mejor adaptación de los modelos FES95 e IBERIA al litoral Cantábrico, pero confirman, al mismo tiempo, la necesidad de modelos costeros de alta

resolución. Presentamos en estas tablas las constantes armónicas seleccionadas de las estaciones B1 (más exterior) y E2 (más cercana al emplazamiento de la estación histórica) y Santander, emplazadas ésta y la estación histórica en idéntica localización. Adicionalmente, la comparación de las constantes armónicas de las estaciones históricas y las determinadas en el puerto del Musel y Puerto Chico con observaciones actuales, ponen de manifiesto la inclusión en las mismas de otros fenómenos, entre los que destacan las modulaciones astronómicas, manifestadas como variaciones con el tiempo de las amplitudes y desfasajes. Queda así patente la necesidad de la actualización de estos parámetros, especialmente con finalidades prácticas.

4.7 Variaciones de las constantes armónicas. Modulaciones astronómicas

Las amplitudes armónicas y los desfasajes de los principales constituyentes de marea sufren variaciones de largo periodo debido a fenómenos de modulación. Tienen su origen en la superposición, dentro de los grupos separados en el análisis de cortas series de observación, de constituyentes armónicos puros, armónicos compuestos, marea del polo, oscilaciones oceánicas y atmosféricas de baja frecuencia y componentes de largo periodo de la marea radiacional. Los parámetros de marea son también significativamente afectados por fenómenos transitorios, que inducen variaciones sistemáticas claramente aperiódicas. Finalmente, es necesario tener en cuenta otro tipo de variaciones en amplitud de las ondas de marea, que Chojnicki clasificó en variaciones efectivas y ficticias [53]. Las variaciones efectivas estarían provocadas por variaciones físicas de la corteza o del interior de la Tierra y las variaciones ficticias tendrían su origen en errores de escala y en el proceso de cálculo, en el método de análisis o en efectos puramente locales, relacionados con el emplazamiento del instrumento.

El origen de las modulaciones astronómicas, determinadas por la superposición de constituyentes que derivan directamente de las fuerzas primarias de mareas, reside en el método utilizado para la separación de las componentes durante el proceso de análisis. Al depender de las diferencias entre sus velocidades angulares, constituyentes con frecuencias próximas deben

ser agrupados en términos de la forma

$$L(t) = \sum_{j=1}^M \delta_j \sum_{i=1}^N H_i \cos(\omega_i t + \varphi_{ie}^P - k_j)$$

donde $L(t)$ representa la señal de marea en un instante t , H_i la amplitud dada por la marea de equilibrio y el número de grupos M es función de la longitud de la serie de observación. Para cada grupo j ($j = 1, \dots, M$) se determinan parámetros de marea comunes (δ_j, k_j) , siendo la velocidad y el periodo de la marea compuesta parcial los correspondientes al armónico predominante. Por este motivo, cada constituyente principal recibe la contribución de un conjunto de términos de menor amplitud y frecuencias próximas. En consecuencia, los distintos grupos obtenidos por análisis armónico de series anuales están afectados por ciclos astronómicos, como el movimiento directo del perigeo lunar (8.847 años), de retrogradación del nodo ascendente de la Luna (18.613 años) y del perihelio (20942.2 años), ya que no se pueden determinar individualmente las ondas que presentan una diferencia en fase de $i_4\omega_4$, $i_5\omega_5$, $i_6\omega_6$, donde i_4 , i_5 e i_6 son números enteros y ω_4 , ω_5 y ω_6 son las velocidades angulares asociadas a dichos movimientos. En particular, el movimiento retrógrado del nodo ascendente de la Luna modula todos los grupos separados a través del análisis de series anuales, siendo el motivo de que numerosos autores consideren que los niveles medios del océano deban ser definidos a partir de series que superen los 19 años de observación continuada. Una excepción a esta norma general la constituye L_2 que es, sin embargo, afectado muy especialmente por el ciclo de 8.847 años asociado a la revolución del perigeo lunar. Por otro lado, las modulaciones que origina el movimiento del perihelio no se suelen considerar, debido a que su periodo es tan grande que los términos separados $i_6\omega_6$ se pueden considerar constantes. Aunque estas componentes son las más importantes desde el punto de vista de las variaciones de largo periodo de las constantes armónicas, no son las únicas. Otras variables, como h , $(h - p_s)$ y $(p - h)$ están, así mismo, directamente relacionadas con las variaciones de los parámetros de marea. En la tabla 4-17 listamos algunas de las principales modulaciones de origen astronómico.

Es de señalar, además, que no sólo son moduladas las componentes de corto periodo, sino también las de largo periodo, como S_a , S_{sa} , M_{sm} , M_m y M_{sf} .

Variable	Periodo	Grupos modulados
p_s	20940. ^a 27653 revolución del perigeo solar	$M_2, S_2K_2, P_1S_1K_1$
$2p_s$	10470. ^a 13826	S_2K_2
N'	18. ^a 61273 revolución nodal	$M_2, S_2K_2, N_2, P_1S_1K_1, O_1, 2N_2, Q_1$
p	8. ^a 84736 revolución del perigeo lunar	$M_2, N_2, 2N_2, Q_1, L_2$
$2p$	4. ^a 42368	$2N_2, Q_1$
$h - p_s$	365. ^d 25964 año anomalístico	$S_2K_2, N_2, P_1S_1K_1$
h	365. ^d 24220 año trópico	$S_2K_2, N_2, P_1S_1K_1, O_1, 2N_2, Q_1$
$2(p - h)$	205. ^d 89235	N_2, Q_1
$2(h - p_s)$	182. ^d 62982	S_2K_2
$2h$	182. ^d 62110	$M_2, S_2K_2, N_2, P_1S_1K_1, O_1, Q_1, L_2$
$3h$	121. ^d 74740	$P_1S_1K_1, O_1, Q_1$
$4h$	91. ^d 31055	$N_2, 2N_2$

Tabla 4-17: Principales modulaciones de origen astronómico.

Las modulaciones astronómicas pueden ser corregidas, en teoría, empleando un conjunto de parámetros de ajuste $\{f_n, u_n\}$, denominados factores y ángulos nodales, respectivamente. Permiten representar cada constituyente en la forma

$$\delta_n H_n f_n \cos(\omega_n t + \varphi_{ne}^P - k_n + u_n)$$

Tomemos, por ejemplo, la variación de la onda M_2 . Si se hacen análisis anuales durante un periodo nodal de 18.613 años, la amplitud de M_2 aumenta y disminuye respecto a su valor medio aproximadamente un 4% [234]. El desarrollo armónico completo muestra que junto al armónico principal M_2 , de número de Doodson 255.555, aparecen otros términos cercanos contenidos en el grupo [252. – 258.], que forma en la separación estándar dicho constituyente, siendo el de mayor amplitud relativa

$$\alpha = \left| \frac{H_{255.545}}{H_{M_2}} \right| = 0.03736$$

el correspondiente al número de Doodson 255.545. Veamos cómo se procede para la determinación del factor y del ángulo nodales. Despreciando los términos de menor amplitud, podemos escribir el grupo M_2 como

$$\begin{aligned}
 [M_2] &= M_2 + [255.545] \\
 &= H_{M_2} \cos 2\tau - \alpha H_{M_2} \cos (2\tau - N') \\
 &= H_{M_2} (\cos 2\tau - \alpha \cos 2\tau \cos N' - \alpha \sen 2\tau \sen N') \\
 &= H_{M_2} (\cos 2\tau (1 - \alpha \cos N') - \alpha \sen 2\tau \sen N') \\
 &= H_{M_2} \{f \cos u \cos 2\tau - f \sen u \sen 2\tau\} \\
 &= H_{M_2} f \cos (2\tau - u)
 \end{aligned}$$

donde u y f se han elegido de forma que

$$\begin{aligned}
 f \cos u &= 1 - \alpha \cos N' \\
 f \sen u &= \alpha \sen N'
 \end{aligned}$$

A partir de estas ecuaciones se obtienen expresiones para f y u que permiten determinar sus valores

$$\begin{aligned}
 f^2 &= 1 + \alpha^2 \cos^2 N' - 2\alpha \cos N' - \alpha^2 \sen^2 N' = 1 - 2\alpha \cos N' + \alpha^2 \\
 \operatorname{tg} u &= \frac{-\alpha \sen N'}{1 - \alpha \cos N'}
 \end{aligned}$$

Para determinar las épocas en que esta modulación es máxima y mínima pueden considerarse, para valores pequeños de α , expresiones aproximadas obtenidas mediante los desarrollos en serie de $\sqrt{1+x}$ y de $(1-x)^{-1}$

$$\begin{aligned}
 f &\simeq 1 - \alpha \cos N' = 1 - 0.03736 \cos N' \\
 u &\simeq -\alpha \sen N' = -2^\circ.1 \sen N'
 \end{aligned}$$

Siguiendo un proceso análogo, hemos obtenido los factores y ángulos nodales para los prin-

cipales constituyentes lunares, que se presentan en la tabla 4-18.

Subarmónico	f	u
M_m	$1.000 - 0.130 \cos N'$	0.0°
M_f	$1.043 + 0.414 \cos N'$	$-23.7^\circ \text{ sen } N'$
Q_1, O_1	$1.009 + 0.187 \cos N'$	$10.8^\circ \text{ sen } N'$
K_1	$1.009 + 0.115 \cos N'$	$-8.9^\circ \text{ sen } N'$
$2N_2, \mu_2, v_2, N_2, M_2$	$1.000 - 0.037 \cos N'$	$-2.1^\circ \text{ sen } N'$
K_2	$1.024 + 0.286 \cos N'$	$-17.7^\circ \text{ sen } N'$

Tabla 4-18: Factores y ángulos nodales básicos para los principales constituyentes lunares.

A fin de interpretar las variaciones temporales de las constantes armónicas, hemos realizado una evaluación teórica de los factores nodales función de las variables $\{N', p, h, 2p, 2h\}$, que presentamos en la figura 4-19. Para ello, se ha determinado $f = 1 - k \cos v$, donde v son las variables de Doodson o combinación de ellas, obtenidas a partir de las expresiones proporcionadas por Eckert, Jones y Clark [78]. Las amplitudes relativas han sido normalizadas para $k = 1$. En esta figura se representan las variaciones en amplitud inducidas por N' , p , $2p$ y h de forma independiente (a), así como la superposición de diferentes modulaciones en (b) y (c). En este punto, hemos prestado especial atención al movimiento de retrogradación de la línea de nodos de la órbita lunar, ya que análisis realizados con series de un año de duración pueden llegar a dar valores hasta un 7.5% menores que los obtenidos 9.3 años después. Esto es consecuencia de que este movimiento determina una variación de la inclinación ω de la órbita media de la Luna sobre el Ecuador dada por la expresión

$$\cos \omega = \cos \varepsilon \cos i - \text{sen } \varepsilon \text{ sen } i \cos N$$

donde ε es la oblicuidad media de la época e i es la inclinación de la órbita media de la Luna sobre la Eclíptica media móvil. Este parámetro oscila entre los valores

$$\omega = \varepsilon + i \simeq 28^\circ 36' \quad \text{y} \quad \omega = \varepsilon - i \simeq 18^\circ 18'$$

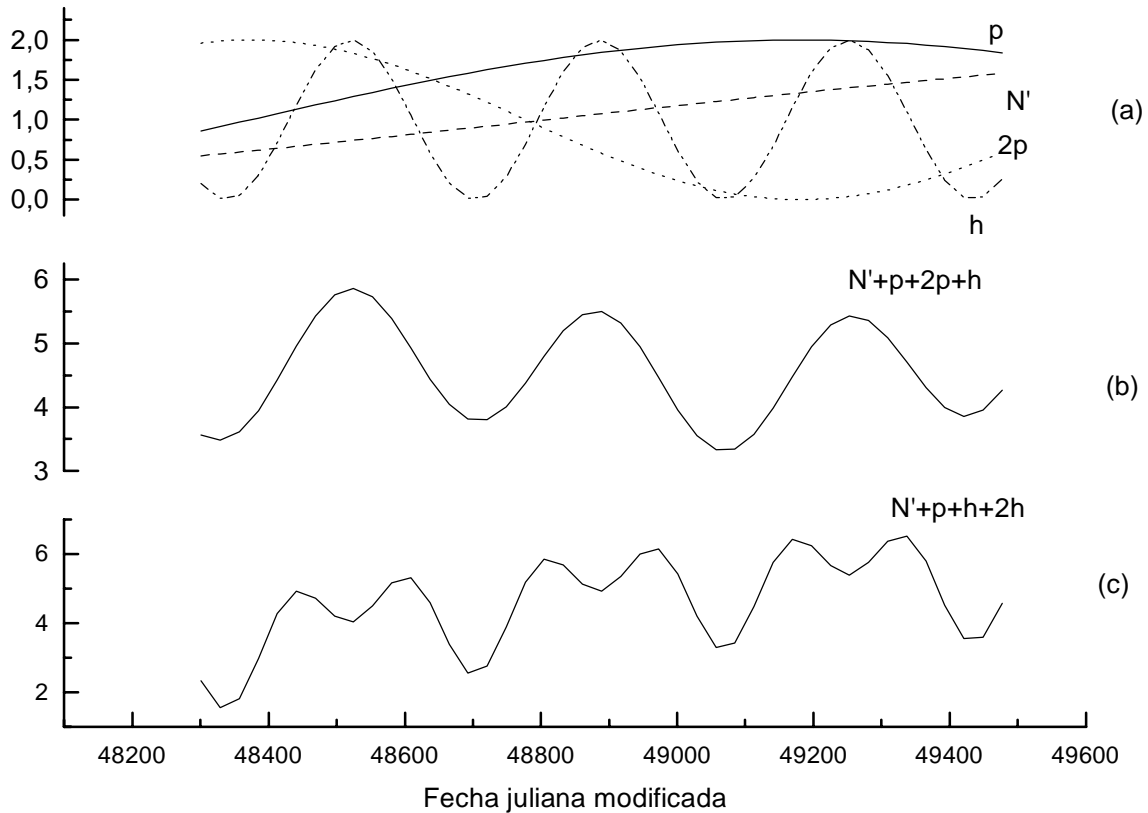


Figura 4-19: Modulaciones teóricas durante el intervalo de observación.

produciendo una fuerte variación de la fuerza perturbadora que se traduce en la modulación de idéntico periodo.

En la determinación de las constantes armónicas y en el control del nivel medio del océano, algunos autores introducen las correcciones teóricas de las modulaciones astronómicas directamente en los potenciales. Sin embargo, consideramos este punto problemático, dado que tanto la amplitud como el desfase de cada modulación determinada depende de la separación en grupos y, en consecuencia, de la longitud de la serie analizada; pero, sobre todo, depende de la geometría del emplazamiento, ya que la amplitud se incrementa cuando la frecuencia de resonancia es próxima a la frecuencia del constituyente de marea. Por lo tanto, no es posible la determinación real del factor y ángulo nodales sólo a partir de los argumentos astronómicos, al depender la respuesta del océano tanto de características del punto de observación, como

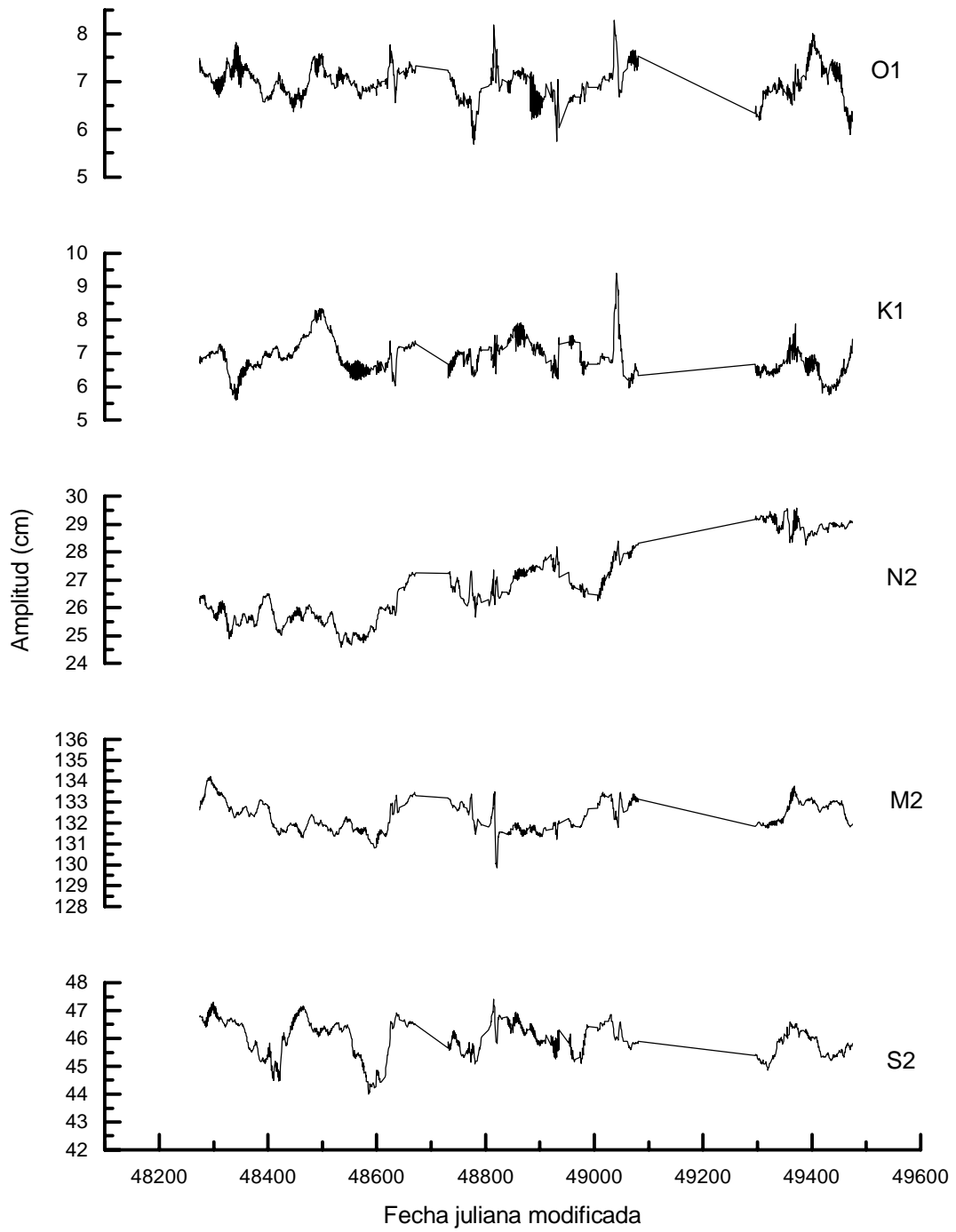


Figura 4-20: Variaciones de amplitud de los principales constituyentes a partir de intervalos no disjuntos y no equidistantes; estación E2.

Fecha juliana	O1				M2			
	Amp.	eqm	Fase	eqm	Amp.	eqm	Fase	eqm
2448273.0	7.46	.132	319.482	1.018	132.58	.168	80.024	.072
2448301.0	6.68	.287	315.424	2.459	133.89	.182	80.033	.078
2448329.0	7.50	.294	313.613	2.246	132.70	.156	80.325	.069
2448357.0	7.43	.109	317.199	.840	132.81	.128	80.246	.055
2448385.0	7.07	.186	316.705	1.504	133.22	.119	80.445	.051
2448413.0	6.97	.225	321.668	1.854	131.81	.165	80.514	.072
2448441.0	6.60	.233	316.621	2.023	132.17	.329	79.670	.143
2448469.0	6.80	.187	319.819	1.576	131.81	.247	79.970	.108
2448497.0	7.73	.155	316.841	1.150	132.11	.284	80.151	.123
2448525.0	6.87	.312	316.439	2.604	131.40	.209	79.723	.091
2448553.0	6.74	.265	315.773	2.250	132.25	.306	79.630	.133
2448581.0	6.49	.217	317.822	1.915	131.58	.180	79.742	.079
2448609.0	6.75	.374	318.673	3.176	131.57	.245	79.886	.107
2448649.0	7.13	.166	318.302	1.337	132.82	.168	80.327	.073
2448673.0	7.27	.256	318.603	2.016	133.51	.125	80.443	.053
2448730.0	7.30	.230	313.415	1.807	133.36	.176	80.545	.076
2448758.0	6.47	.253	313.779	2.242	133.03	.238	80.671	.103
2448798.0	6.93	.158	315.892	1.307	131.93	.172	80.849	.074
2448840.0	7.01	.155	316.615	1.268	131.53	.133	80.339	.058
2448868.0	6.96	.246	313.606	2.023	131.30	.187	80.122	.082
2448896.0	6.71	.254	315.225	2.174	131.72	.193	80.178	.084
2448932.0	6.80	1.095	305.752	9.172	131.76	.715	80.403	.314
2449006.0	7.01	.228	321.325	1.861	132.67	.152	80.266	.065
2449060.0	7.16	.286	314.139	2.286	132.60	.179	80.928	.078
2449082.0	7.44	.270	316.409	2.082	133.06	.127	81.054	.055
2449295.0	6.23	.399	317.345	3.671	131.59	.163	79.745	.071
2449323.0	6.63	.217	323.769	1.879	132.00	.197	79.817	.085
2449350.0	6.54	.471	324.577	4.116	132.86	.342	79.986	.148
2449385.0	7.00	.217	320.844	1.779	132.80	.184	80.660	.079
2449427.0	7.04	.227	318.542	1.849	132.73	.149	80.758	.064
2449455.0	7.30	.344	315.890	2.704	132.83	.197	80.867	.085

Tabla 4-19.

de la frecuencia del armónico. Además, diversos estudios, como los realizados por Amin en 1983, Baker en 1983 y Plag en 1984 y 1985 [5, 13, 216, 217] han mostrado que este enfoque no describe de forma absoluta las modulaciones astronómicas, ya que los residuales obtenidos tras su eliminación teórica presentan variaciones periódicas, que no pueden ser consecuencia de la marea del polo, constituyentes de aguas someras u oscilaciones atmosféricas y oceánicas de baja frecuencia, a la vez que se detectan incrementos cuasi-periódicos de los constituyentes semidiurnos.

En nuestro estudio, hemos utilizado una combinación de los programas PDCI66 y OT01, mediante la cual se analizan intervalos consecutivos cuya longitud es función de las frecuencias de los armónicos implicados, en relación con el periodo total de observación [290]. Los intervalos

serán disjuntos, con épocas centrales no equidistantes cuando el registro presente interrupciones, problemas instrumentales o perturbaciones aperiódicas no identificadas con fenómenos oceánicos o atmosféricos. De esta forma, todos los intervalos analizados poseen idéntico número de lecturas horarias equidistantes, no existiendo dentro de ellos “lagunas” que perturben la coherencia de los valores de amplitud y desfase distribuidos a lo largo del tiempo. En efecto, si se eligen intervalos no disjuntos, de longitud variable, que incluyan idéntico número de lecturas horarias, los resultados pueden estar contaminados por la presencia de interrupciones dentro del intervalo, así como por las imperfecciones del registro (figura 4-20).

Sobre los resultados obtenidos a partir de intervalos disjuntos con épocas centrales no equidistantes, que se presentan en la tabla 4-19 y en las figuras 4-21 a 4-23, hemos efectuado un suavizado sobre cinco puntos, constituidos por los valores estimados para las épocas centrales de los intervalos sucesivos, utilizando la Transformada Rápida de Fourier (en rojo) y un ajuste polinomial de grados 3 (en azul). Esto pone de manifiesto las tendencias, máximos y mínimos de las modulaciones de muy largo periodo, en una coincidencia casi perfecta con los valores teóricos representados en la figura 4-19.

Del estudio de los diversos análisis realizados, así como de su comparación con las evaluaciones teóricas correspondientes, hemos podido concluir que:

1. La eliminación de intervalos con valores extremos del e.q.m. no parece modificar sensiblemente los valores filtrados que, aunque no en magnitud y fase, sí en frecuencia, coinciden con las principales modulaciones teóricas del constituyente considerado. En la figura 4-21 ((b) y (c)), donde se han representado las variaciones en amplitud del grupo Q_1 , se observa claramente este hecho. Para la construcción de la curva teórica, hemos considerado el conjunto de modulaciones producidas por los armónicos cuyas amplitudes relativas α_i determinan el predominio de las modulaciones de periodos 205.89235 días y 8.24220 años, asociadas a $2(h-p)$ y $-N'$, ya que el coeficiente asociado a $-p$ posee menor amplitud (tabla 4-20).
2. En todos los grupos separados se detectan las variaciones anuales inducidas por las variables h y $(h-p_s)$, principalmente. En ellos, la diferente amplificación responde, en parte, a las amplitudes relativas de los armónicos próximos que determinan diferentes

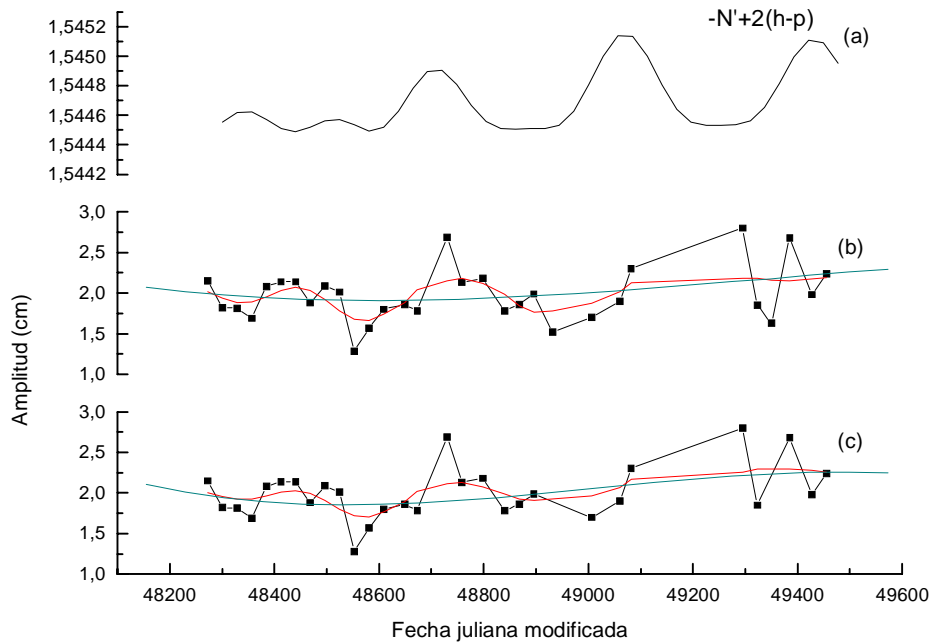


Figura 4-21: Modulaciones teóricas (a), observadas (b) y observadas tras la eliminación de observaciones con e.q.m. alto (c) en la estación E2 para Q_1 .

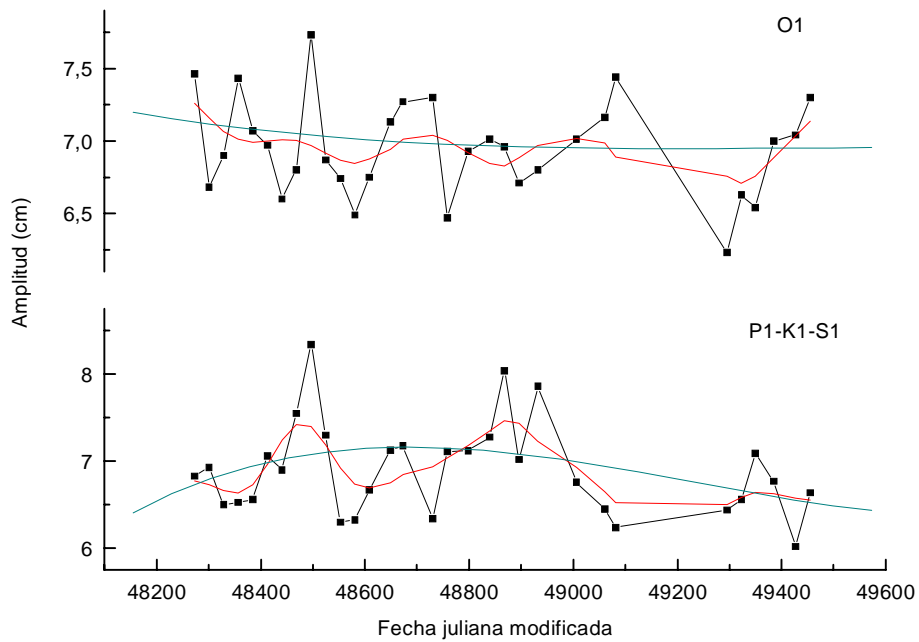


Figura 4-22: Variación de la amplitud de las principales componentes diurnas.

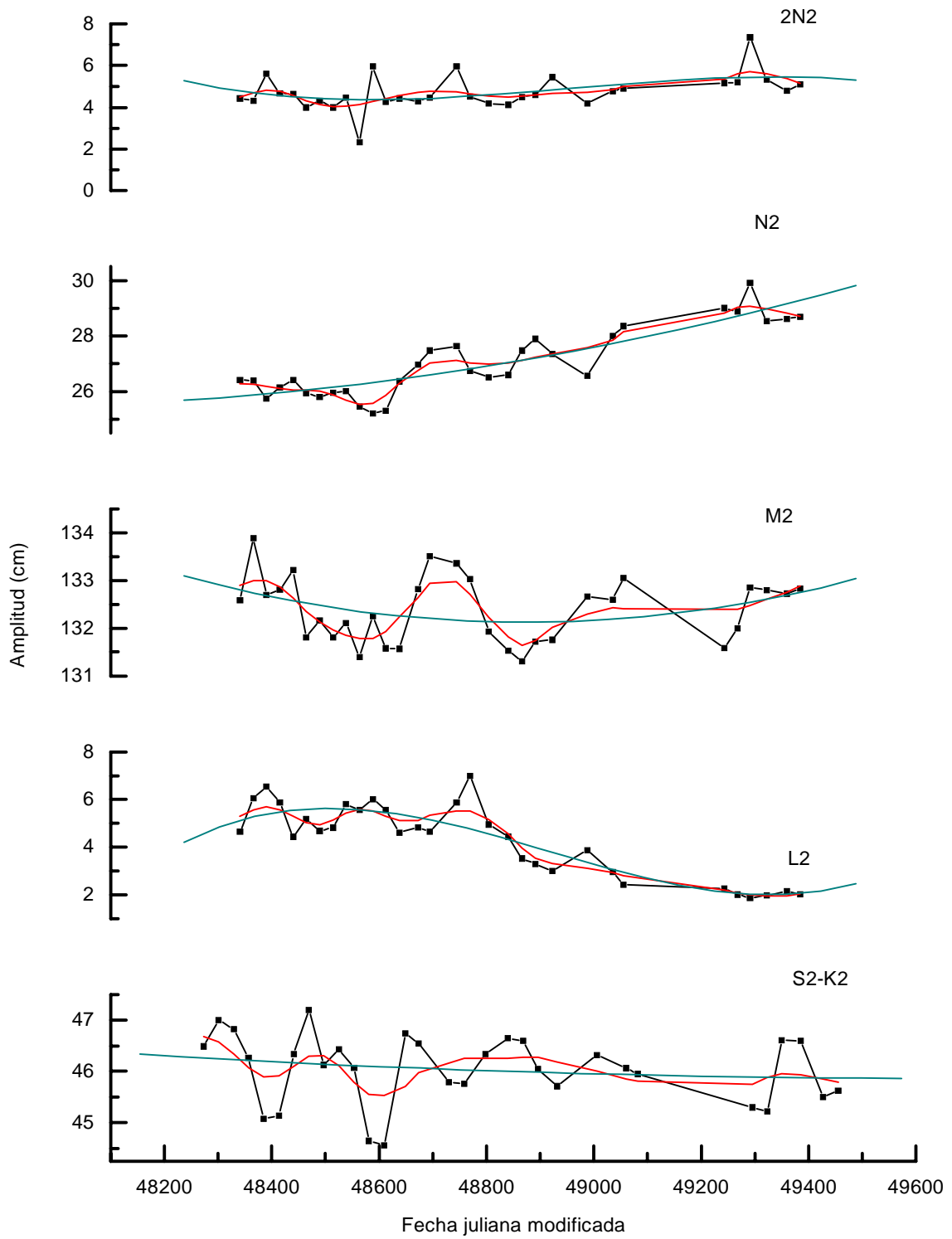


Figura 4-23: Variación de la amplitud de las principales componentes semidiurnas.

valores de los factores nodales para una misma variable, a los que se suma la componente S_a atmosférica.

T	τ	s	h	p	N'	p_s	k	v	α
	1	-2	0	1	0	0	0.07217	Q_1	
18. ^a 61273	1	-2	0	1	-1	0	0.01360	$-N'$	0.18844395
8. ^a 24220	1	-2	0	0	0	0	0.00006	$-p$	0.00083137
4. ^a 43268	1	-2	0	3	0	0	-0.00020	$2p$	-0.00277123
365. ^d 25984	1	-2	1	1	0	-1	0.00066	$(h - p_s)$	0.00914507
365. ^d 24220	1	-2	-1	1	0	0	-0.00061	$-h$	-0.00845227
205. ^d 89235	1	-2	2	-1	0	0	0.01371	$2(h - p)$	0.18996813
182. ^d 62110	1	-2	2	1	0	0	-0.00079	$2h$	-0.0010946

Tabla 4-20.

3. Se detecta claramente la presencia de variaciones nodales en los grupos Q_1 , $2N_2$, N_2 , y una modulación máxima en L_2 , que se debe a $2p$. Esta presencia es mínima en M_2 , donde se superpone al efecto del desplazamiento directo del perigeo lunar.
4. Las variaciones de amplitud contienen también el efecto de armónicos compuesto (MSK_2 , MKS_2 , MA_2 y MB_2 sobre M_2 y MP_1 sobre O_1), que serán estudiadas en la próxima sección. Así mismo, se superponen modulaciones debidas a la acción combinada de la marea del polo (oceánica y atmosférica), marea atmosférica y radiacional. Estas dos últimas perturban principalmente los grupos S_2K_2 y $P_1S_1K_1$.
5. Además, puede comprobarse el resultado teórico presentado en la tabla 4-18, según el cual las variaciones en fase de los grupos semidiurnos $2N_2$, N_2 y M_2 son despreciables frente a la precisión de sus determinaciones mediante el análisis de cortas series de observación (tabla 4-19), siendo máxima esta variación en los grupo S_2K_2 y, en menor medida, en Q_1 y O_1 .
6. Por último, la comparación de las curvas (a), (b) y (c) de la figura 4-21 y el estudio de las gráficas 4-22 y 4-23 nos confirman que las modulaciones deben ser determinadas y eliminadas a posteriori, siempre y cuando la longitud de la serie de observación lo permita,

una vez que se obtienen los parámetros de marea implicados y las componentes primarias han sido apodizadas experimentalmente.

Finalmente, hemos realizado un nuevo análisis, con el programa SV4, sobre intervalos de 48 horas, sin que haya solapamiento entre dos intervalos consecutivos, determinando para cada banda el factor de amplitud y desfase (figura 4-24). Como se puede apreciar, este proceso nos ha permitido detectar fenómenos transitorios cuasi-periódicos simultáneos en las distintas estaciones, principalmente en la banda diurna. Aunque existe una cierta correspondencia con ampliaciones de estos mismos factores en las observaciones de presión atmosférica, ambos fenómenos no son completamente simultáneos y, sobre todo, presentan diferente amplificación. Consecuentemente, deberían ser estudiadas más detenidamente, considerando otros factores.

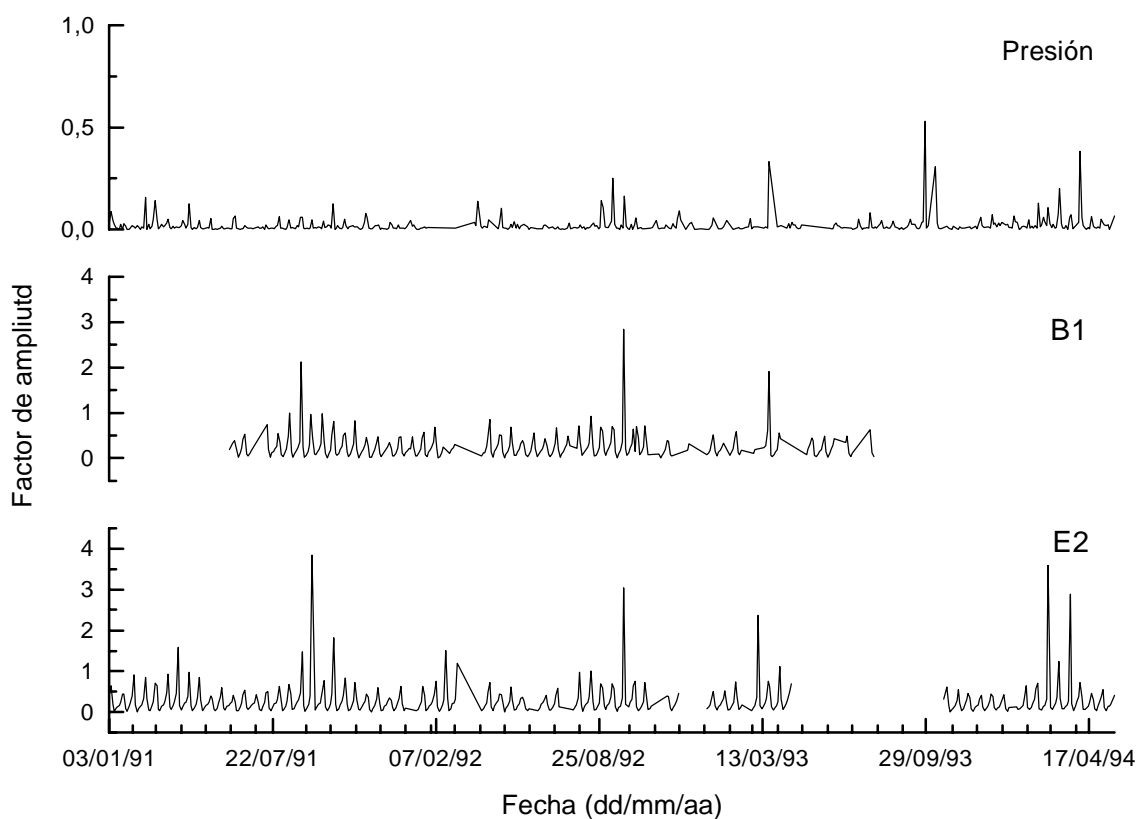


Figura 4-24: Variación del factor de amplitud en la banda diurna de las series B1 y E2.

Terminaremos citando algunos métodos desarrollados para el estudio de la variación de

las constantes armónicas en medios distintos del océano. Entre ellos, destaca el desarrollado por Chojnicki para estudiar la modulación de los constituyentes de la marea clinométrica en su componente horizontal [52]. Dividió el periodo de observación en intervalos que contenían siempre el mismo mes del año, realizándose posteriormente su análisis armónico. Las constantes armónicas obtenidas mediante este análisis estarían afectadas por la suma de las modulaciones anuales y semianuales, por lo que para separar ambos efectos dividió de nuevo la serie en intervalos cuyas épocas centrales estaban separadas medio año, analizándose de nuevo las distintas partes. El resultado de este segundo análisis contiene las modulaciones semianuales de los distintos grupos. Para obtener la modulación anual restó del primer análisis el resultado obtenido en el segundo. Aunque este método no proporciona de forma precisa las variaciones de las constantes armónicas, mediante él se puede obtener información interesante sobre las variaciones estacionales.

Adicionalmente, existen estudios relativos a modulaciones astronómicas presentes en observaciones de presión atmosférica y viento. Como ejemplo citemos el trabajo de Mayr *et al.* [168], donde se presenta un modelo que describe las variaciones anuales y semianuales en la componente diurna del viento, a distintas alturas. En numerosas estaciones se han observado modulaciones de la componente S_a de marea atmosférica con una amplitud de 1 mbar, y que podría intensificar la marea del polo oceánica [217]. Por otra parte, S. Nakamura [188], a partir del estudio de medias mensuales en el Pacífico Noroeste, sugiere que las variaciones anuales de esta zona no son puramente cíclicas, sino que podrían estar contaminadas por la actividad oceanográfica de la corriente de Kuroshio que afecta a las islas japonesas del sur. Luego para el estudio de estas variaciones podrían también tener una cierta importancia fenómenos locales.

4.8 Procesos no lineales en aguas someras. Influencia en el nivel medio observado

Las interacciones no lineales entre los constituyentes astronómicos de marea es uno de los problemas que tradicionalmente ha limitado la precisión de las determinaciones locales del nivel medio del océano, motivo por el cual hemos prestado especial atención en este estudio a su correcta determinación y eliminación.

Cuando una onda periódica de amplitud finita, como es el caso de la marea, se propaga en regiones del océano relativamente poco profundas, sufre una distorsión que responde, con suficiente aproximación, a la teoría no lineal de ondas. Este fenómeno, de naturaleza y tratamiento matemático complejos, está originado por la fricción con el fondo y diversos procesos hidrodinámicos característicos, entre los que se incluyen la generación de ondas estacionarias y fenómenos de resonancia local, relacionados con el espesor de la capa de agua, la topografía y constitución de los fondos submarinos y la morfología de la costa. Al modificar la progresión de las ondas de marea, ocasiona variaciones en amplitud y fase de los constituyentes astronómicos y, en consecuencia, del rango de marea. Al mismo tiempo, origina la presencia de fuertes subarmónicos, da lugar a nuevos constituyentes, denominados compuestos o no lineales, e incrementa el nivel medio observado en estaciones costeras.

Los armónicos generados en el proceso de interacción contaminan la señal registrada al no poseer, en general, amplitudes despreciables. A ellos se deben los regímenes singulares observados en algunos puntos de nuestro planeta. Este es el caso de Southampton, conocido desde tiempos históricos, donde factores hidrodinámicos de considerable complejidad ocasionan la interferencia entre el modo semidiurno de oscilación, propio de la zona, y componentes secundarias de amplitud comparable a la de los constituyentes diurnos, dando lugar, incidentalmente, a dobles mínimos y máximos de marea.

Finalmente, en virtud de la frecuencia de algunas de estas componentes, próximas a las de los armónicos puros, que derivan directamente de la Teoría de Equilibrio, pueden producirse fenómenos de modulación. Hecho que ha quedado claramente de manifiesto en nuestros resultados.

Analizaremos a continuación algunas de las interacciones que han afectado en mayor medida nuestras observaciones. Demostraremos que, aunque aisladamente poseen una pequeña magnitud, la acción combinada de todos los armónicos secundarios de amplitud significativa supone una notable contribución a la variabilidad del nivel del mar. Describiremos, además, el método desarrollado para la eliminación de las diferentes componentes, contrastando su efectividad mediante un proceso iterativo de análisis espectral de los residuales. La aplicación de esta técnica término a término, nos ha permitido minimizar la influencia perturbadora de las fuerzas de mareas, en frecuencias superiores a las diurnas, sobre las observaciones mareográficas

costeras.

Generalmente, se considera que una onda periódica de amplitud A , frecuencia ω y longitud de onda λ , se propaga en aguas someras, cuando la profundidad original de la capa de agua

$$y = -h(x) \quad \text{con} \quad h(x) \geq 0$$

es suficientemente pequeña en comparación con ciertos parámetros (figura 4-25), como son el radio de curvatura y la amplitud de la onda superficial que se propaga en este medio. De hecho,

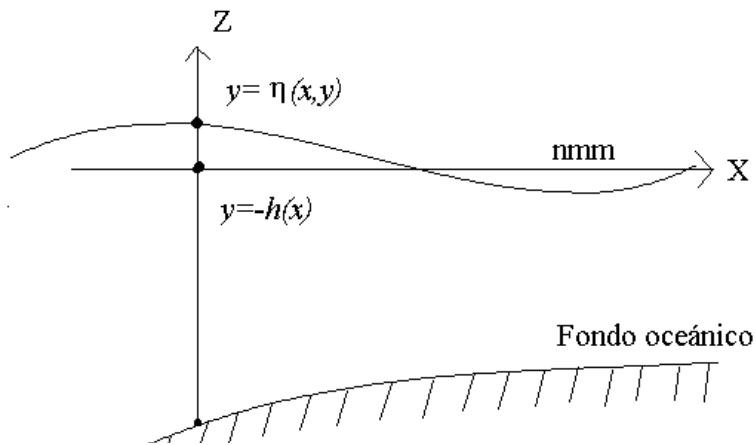


Figura 4-25: Profundidad de la capa de agua y nivel medio del océano.

es usual tomar como condición paramétrica fundamental

$$\delta = \frac{h(x)}{\lambda} \ll 1$$

que caracteriza el modelo global de circulación oceánica en función de la escala vertical y del movimiento horizontal del fluido [203]. Trabajando sobre esta hipótesis, la teoría no lineal de propagación de ondas establece que los procesos hidrodinámicos asociados a una onda progresiva, como son la velocidad de las partículas y la elevación de la superficie libre, sufren una distorsión que responde a un sistema no lineal de ecuaciones diferenciales, cuyas soluciones pueden ser expresadas mediante desarrollos formales en potencias sucesivas de las magnitudes correspondientes [280].

En nuestro estudio, si $h(x)$ representa la profundidad variable de un océano no perturbado a lo largo del camino de propagación de una onda de mareas determinada y $\eta(x, t)$ la elevación instantánea respecto de la superficie de referencia, en términos de desplazamiento vertical, la solución adopta la forma

$$\eta(x, t) = \eta_0 + \eta_1\sigma + \eta_2\sigma^2 + \eta_3\sigma^3 + \eta_4\sigma^4 + \dots$$

de un desarrollo en potencias de un parámetro σ que representa un armónico puro de idéntica frecuencia que la oscilación original, pero cuyas amplitudes y fases han sido modificadas por las condiciones de contorno. En esta expresión se observa, además, que los términos no lineales dan lugar a la generación de nuevos constituyentes. Aunque estos efectos no lineales son despreciables en estaciones oceánicas, sufren incrementos importantes sobre la plataforma continental y, muy especialmente en áreas costeras.

En un océano real, la dificultad del problema aumenta ante la superposición de gran número de constituyentes, de amplitudes y velocidades diferentes, entre los que se producen interacciones no lineales, con el consiguiente acoplamiento y transferencia de energía, que se suman a la generación de ondas estacionarias y a fenómenos de resonancia local, determinados por el pequeño espesor de la capa de agua y la reflexión a lo largo de la línea de costa. Sin embargo, las soluciones de las ecuaciones dinámicas correspondientes pueden ser expresadas, así mismo, en forma de desarrollos en potencias de un parámetro ξ ,

$$\gamma(x, t) = \gamma_0 + \gamma_1\xi + \gamma_2\xi^2 + \gamma_3\xi^3 + \gamma_4\xi^4 + \dots$$

aunque, en este caso, representa la propia elevación [234]; es decir, la superposición lineal de los armónicos que integran la señal

$$\xi = \sum_{i=1}^N A_i \cos(\omega_i t + \phi_i)$$

donde A_i es la amplitud de los constituyentes propios de aguas someras y ϕ_i es su fase. En

consecuencia, el efecto total sobre la elevación de la superficie libre del océano

$$H(x, t) = \eta(x, t) + \gamma(x, t)$$

puede ser expresado como suma de constituyentes armónicos simples cuyas velocidades angulares son múltiplos, sumas o diferencias de las fases de los constituyentes astronómicos implicados.

A lo largo del movimiento inducido por las fuerzas de mareas, los campos asociados de presión, temperatura, salinidad y densidad son componentes necesarias en una teoría completa que describa el comportamiento oceánico en aguas someras desde el punto de vista de la mecánica de fluidos. Sin embargo, a pesar de sus deficiencias, este modelo es capaz de describir importantes aspectos de la dinámica oceánica en aguas costeras. Por otro lado, nos ha permitido la modelización teórica de las componentes armónicas que, generadas en este proceso, deberán ser obtenidas experimentalmente mediante el análisis numérico de las observaciones. Con este objetivo, hemos redeterminado los principales constituyentes adicionales que se generan en cuencas oceánicas de régimen semidiurno, como es el caso del Mar Cantábrico, para posteriormente introducirlas de forma explícita en el potencial generador de marea de Tamura [284], utilizado actualmente de forma prácticamente generalizada.

Teniendo en cuenta que representan los valores predominantes dentro del área en estudio, hemos considerado en primer lugar las ondas M_2 y S_2 , cuya combinación lineal

$$I_0 = Z_0 + H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_2} \cos(2\tau + 2s - 2h)$$

puede ser expresada mediante un armónico equivalente que describe, en ausencia de las perturbaciones costeras objeto de este estudio, una de las principales modulaciones del rango de marea, asociada al fenómeno de variación lunar, como veremos en próximas secciones. Entre sus diversas combinaciones destaca la interacción cuadrática

$$\begin{aligned} I &= K'' [H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_2} \cos(2\tau + 2s - 2h)]^2 = \\ &= K'' [H_{M_2}^2 \cos^2 2\tau + H_{S_2}^2 \cos^2 2(\tau + s - h) + 2H_{M_2}H_{S_2} \cos 2\tau \cos 2(\tau + s - h)] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&= K'' \left[\frac{1}{2} (H_{M_2}^2 + H_{S_2}^2) + \frac{1}{2} H_{M_2}^2 \cos 4\tau + \frac{1}{2} H_{S_2}^2 \cos 4(\tau + s - h) \right. \\
&\quad \left. + H_{M_2} H_{S_2} \cos 2(2\tau + s - h) + H_{M_2} H_{S_2} \cos 2(s - h) \right] \tag{4.8}
\end{aligned}$$

donde K'' es la constante de proporcionalidad correspondiente a las interacciones cuadráticas; recordemos que las distorsiones son proporcionales a las potencias de la propia elevación de marea. Aunque desde el punto de vista teórico estos coeficientes dependen únicamente del orden de la interacción, en un océano real son función, así mismo, de la frecuencia de los armónicos implicados en relación con las condiciones de contorno, tal como quedará de manifiesto en la obtención empírica de dichos factores. Este resultado es consecuencia de que, aún en idénticas condiciones físicas, la amplitud de una oscilación forzada es función de la frecuencia del término correspondiente del potencial perturbador.

Como se puede apreciar en la ecuación (4.8), la interacción cuadrática de M_2 y S_2 ha producido dos subarmónicos

$$\begin{aligned}
M_4 &= \frac{1}{2} K'' H_{M_2}^2 \cos 4\tau \\
S_4 &= \frac{1}{2} K'' H_{S_2}^2 \cos 4t \\
&= \frac{1}{2} K'' H_{S_2}^2 \cos [4\tau - 4(s - h)]
\end{aligned}$$

de amplitud igual al producto del cuadrado de la amplitud del armónico superior e idéntica constante $K''/2$, un término cuartodiurno compuesto

$$MS_4 = K'' H_{M_2} H_{S_2} \cos [4\tau + 2(s - h)]$$

y uno de largo periodo

$$M'_{sf} = K'' H_{M_2} H_{S_2} \cos 2(s - h)$$

de amplitud teórica idéntica al anterior que, al poseer la misma frecuencia, amplifica el constituyente astronómico M_{sf} . Además, esta interacción modifica la posición del nivel medio

observado a través de la suma de dos términos

$$Z'_0 = \frac{1}{2}K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_2}^2) = M'_0 + S'_0$$

que podríamos designar M'_0 y S'_0 , ya que modifican los términos constantes de origen lunar y solar.

Teniendo en cuenta el orden de magnitud de las constantes armónicas determinadas en el Puerto del Musel y en Santander, hemos considerado necesario redeterminar las interacciones que incluyan los constituyentes K_2 y N_2 . En particular, la interacción triple de orden 2 entre M_2 , S_2 y K_2

$$\begin{aligned} I &= K'' [H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_2} \cos (2\tau + 2s - 2h) + H_{K_2} \cos (2\tau + 2s)]^2 \\ &= K'' [H_{M_2}^2 \cos^2 2\tau + H_{S_2}^2 \cos^2 2(\tau + s - h) + H_{K_2}^2 \cos^2 2(\tau + s) \\ &\quad + 2H_{M_2}H_{S_2} \cos 2\tau \cos 2(\tau + s - h) \\ &\quad + 2H_{S_2}H_{K_2} \cos 2(\tau + s - h) \cos 2(\tau + s) + 2H_{M_2}H_{K_2} \cos 2\tau \cos 2(\tau + s)] \\ &= K'' \left[\frac{1}{2} (H_{M_2}^2 + H_{S_2}^2 + H_{K_2}^2) + \frac{1}{2} H_{M_2}^2 \cos 4\tau + \frac{1}{2} H_{S_2}^2 \cos 4(\tau + s - h) \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{2} H_{K_2}^2 \cos 4(\tau + s) + H_{M_2}H_{S_2} \cos 2(2\tau + s - h) + H_{M_2}H_{S_2} \cos 2(s - h) \right. \\ &\quad \left. + H_{S_2}H_{K_2} \cos 2(2\tau + 2s - h) + H_{S_2}H_{K_2} \cos 2h + H_{M_2}H_{K_2} \cos 2(2\tau + s) + H_{M_2}H_{K_2} \cos 2s \right] \end{aligned}$$

da lugar a un subarmónico

$$K_4 = \frac{1}{2}K'' H_{K_2}^2 \cos 4(\tau + s) = \frac{1}{2}K'' H_{K_2}^2 \cos 4(t + h)$$

del constituyente astronómico K_2 , en adición a M_4 y S_4 , que junto a MS_4 y M'_{sf} son generados por la interacción entre M_2 y S_2 , como ya se vio al estudiar esta combinación. La interacción entre S_2 y K_2 se muestra en los términos de argumento $2(2\tau + 2s - h)$, originando la componente denominada SK_4 , y $2h$, que modifica a S_{sa} , por lo que es designada S'_{sa}

$$\begin{aligned} SK_4 &= K'' H_{S_2} H_{K_2} \cos (4\tau + 4s - 2h) \\ S'_{sa} &= K'' H_{S_2} H_{K_2} \cos 2h \end{aligned}$$

Además, los términos resultado de la interacción entre M_2 y K_2 , con argumentos $2(2\tau + s)$ y $2s$ corresponden a un armónico cuartodiurno,

$$MK_4 = K'' H_{M_2} H_{K_2} \cos(4\tau + 2s)$$

y a una componente de periodo mensual ya existente en el desarrollo del potencial,

$$M'_f = K'' H_{S_2} H_{K_2} \cos 2s$$

Finalmente, el término constante

$$Z'_0 = \frac{1}{2} K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_2}^2) = M'_0 + S'_0$$

modifica nuevamente la posición del nivel medio en aguas someras. Como se puede observar, el efecto de la interacción doble está incluido en esta interacción triple.

Procediendo de idéntica manera con el armónico N_2 e incluyendo en el proceso los constituyentes principales P_1 , O_1 y K_1 de la banda diurna, hemos obtenido coeficientes de la marea parcial y fases de los armónicos compuestos MSN_2 , MN_4 , MP_1 , SO_1 , MO_3 y MK_3 , entre otros.

Existen también, dentro de la región en estudio, interacciones significativas entre componentes diurnas o de periodo inferior y armónicos de largo periodo. Como ejemplo, analizaremos la interacción cuadrática entre M_2 y la componente anual S_a , que se manifiesta a través de cinco términos

$$\begin{aligned} I &= K'' (H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_a} \cos (h - p_s))^2 \\ &= K'' (H_{M_2}^2 \cos^2 2\tau + 2H_{M_2} H_{S_a} \cos 2\tau \cos (h - p_s) + H_{S_a}^2 \cos^2 (h - p_s)) \\ &= \frac{1}{2} K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_a}^2) + \frac{1}{2} K'' H_{M_2}^2 \cos 4\tau \\ &\quad + 2K'' H_{M_2} H_{S_a} \cos 2\tau \cos (h - p_s) + \frac{1}{2} K'' H_{S_a}^2 \cos 2(h - p_s) \\ &= \frac{1}{2} K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_a}^2) + \frac{1}{2} K'' H_{M_2}^2 \cos 4\tau + K'' H_{M_2} H_{S_a} \cos (2\tau - h + p_s) \\ &\quad + K'' H_{M_2} H_{S_a} \cos (2\tau + h - p_s) + \frac{1}{2} K'' H_{S_a}^2 \cos 2(h - p_s) \end{aligned}$$

De nuevo aparecen un término constante y una componente de idéntico periodo que M_4 . Son generadas, además, dos componentes semidiurnas de argumentos $2\tau - (h - p_s)$ y $2\tau + (h - p_s)$, la primera de las cuales figura en el desarrollo del potencial de orden 3 y la segunda en el de orden 2. Estos dos armónicos compuestos son de gran importancia en las observaciones costeras, ya que dan lugar a las modulaciones más características de M_2 , de periodo 365.259 días, correspondiente al año anomalístico. Pero, debido a que están fuertemente modificadas por efectos estacionales de carácter radiacional y meteorológico, en los modernos análisis de marea se ignora p_s [234], resultando dos componentes de argumento $2\tau - h$ y $2\tau + h$, denominadas MA_2 y MB_2 . El periodo de modulación de M_2 por estas componentes es el año trópico, con una duración de 365.242 días. Finalmente, aparece una componente de largo periodo de argumento $2(h - p_s)$, que modifica el término de idéntica frecuencia del potencial de orden 2. Su periodo es muy próximo al de S_{sa} , siendo responsable de una de sus principales modulaciones.

En la práctica, es necesario todo un rango de constituyentes extras para representar las distorsiones en aguas someras. Por este motivo, una vez determinados los coeficientes de la marea parcial, números argumento y velocidades angulares horarias de aquellos subarmónicos y armónicos compuestos que no figuraban explícitamente en el potencial de Tamura, hemos procedido a incluirlos. Al respecto tenemos que señalar que muchas componentes, como M'_{sf} , S'_{sa} , M'_4 o $2MS_2$, están formadas también por una componente con origen en la fuerza derivada del potencial astronómico. Y que la amplitud que se refleja en los resultados del análisis armónico de marea es la amplitud total de las componentes, es decir, la amplitud de la componente pura sumada a la amplitud de los armónicos originados por interacciones no lineales. Por otra parte, el análisis armónico de series mareográficas confirma que en aguas someras de régimen semidiurno predominante, los términos en las bandas cuartodiurna, sextodiurna y de orden superior par son normalmente más importantes que los términos de las bandas impares [234]. Sin embargo, la importancia de los términos costeros y el número de términos significativos varía considerablemente de región a región, dependiendo de la naturaleza de las interacciones y de la disposición de los fondos.

Como ya hemos indicado en la obtención MA_2 y MB_2 , armónicos simétricos de M_2 , en las variaciones con el tiempo de los constituyentes astronómicos, es necesario considerar las modulaciones originadas por los constituyentes de aguas someras, cuyos factores nodales son

dependientes de los factores f y u de los armónicos puros que los generan. Así, por ejemplo

$$\begin{aligned}f_{M_4} &= f_{M_2}f_{M_2} \\u_{M_4} &= 2u_{M_2}\end{aligned}$$

En consecuencia, su efecto supera en variación nodal a la originada por armónicos puros de frecuencias próximas. La expresión de sus factores y ángulos nodales refleja, además, el hecho de que, al igual que en los armónicos generadores, la amplitud y desfase de la modulación observada en un constituyente particular dependan, sobre todo, de la geometría del emplazamiento, como veremos al analizar los resultados obtenidos en nuestro estudio. Además, la observación mareográfica continuada en numerosos puntos de nuestro planeta, ha puesto de manifiesto que tanto su acción como la inducida por fuerzas meteorológicas supera, así mismo, a las mareas del polo oceánica y atmosférica.

A continuación, en la tabla 4-21, se presentan los subarmónicos y armónicos compuestos más importantes originados por interacciones no lineales de constituyentes astronómicos puros. En esta tabla se indican el nombre dado al armónico, su argumento, las ondas por las que está generado y su velocidad angular. La última columna indica el grupo que modulan, dentro de las bandas de LP, D y SD, bandas principales de los desarrollos del potencial de marea generalmente utilizados.

La determinación teórica de los términos constantes por interacciones no lineales no parece, en principio, demasiado complicada, ya que bastaría con tomar la amplitud observada y determinar el factor de amplitud a través de un subarmónico con origen único. Sin embargo, la determinación práctica se complica, ya que la amplitud estimada de los constituyentes está modificada, en general, por la propia interacción. Además, en unas condiciones de contorno determinadas, su amplificación es función de la frecuencia. Para esta determinación se pueden aplicar distintas metodologías: determinación de la amplitud real de un armónico en una estación pelágica cercana (lo cual es posible, únicamente, en zonas insulares), aproximar la amplitud real de un armónico por la amplitud de éste sumada con la de los armónicos generados con idéntica frecuencia, o bien aplicar este método iterativamente.

Armónico	Argumento	Generado por	w (°/h)	Grupo mod.
S'_{sa}	2h	S_2, K_2	0.0821	S_{sa}
M'_{sf}	2(s-h)	M_2, S_2	1.1016	M_{sf}
M'_f	2s	M_2, K_2	1.0980	M_f
$MP_1 = \tau'_1$	τ -s-2h	M_2, P_1	14.0252	O_1
SO_1	τ +3s-2h	S_2, O_1	15.9748	OO_1
$\mu'_2 = 2MS_2$	2τ -2(s-h)	M_2, S_2	27.9682	μ_2
MSK_2	2τ -2h	M_2, S_2, K_2	28.9020	M_2
MA_2	2τ -h	M_2, S_a	28.9430	M_2
MB_2	2τ +h	M_2, S_a	29.0217	M_2
MKS_2	2τ +2h	M_2, S_2, K_2	29.0662	M_2
MSN_2	2τ +3s-2h-p	M_2, S_2, N_2	30.5444	S_2
$2SM_2$	2τ +4s-4h	M_2, S_2	31.1059	$2K_2$
MO_3	3τ -s	M_2, K_1	42.9271	
M_3	3τ	M_2, M_1	43.4762	
SO_3	3τ +s-2h	S_2, O_1	43.9430	
MK_3	3τ +s	M_2, O_1	44.0252	
S_3	3τ +3s-3h	S_2, S_1	45.0000	
SK_3	3τ +3s-2h	S_2, K_1	45.0411	
K_3	3τ +3s	M_2, K_1	45.1230	
MN_4	4τ -s+p	M_2, N_2	57.4238	
M_4	4τ	M_2	57.9682	
SN_4	4τ +s-2h+p	S_2, N_2	58.4397	
MS_4	4τ +2s-2h	M_2, S_2	58.9841	
MK_4	4τ -2s	M_2, K_2	59.0662	
S_4	4τ +4s-4h	S_2	60.0000	
SK_4	4τ +4s-2h	S_2, K_2	60.0824	
K_4	4τ +4s	K_2	60.1640	
$2MK_5$	5τ +s	M_2, K_1	73.0093	
$2SK_5$	5τ -s-4h	S_2, O_1	75.0411	
$2MN_6$	6τ -s+p	M_2, N_2	86.4079	
M_6	6τ	M_2	86.9523	
$2MS_6$	6τ +2s-2h	M_2, S_2	87.9682	
$2MK_6$	6τ +2s	M_2, K_2	88.0503	
$2SM_6$	6τ +4s-4h	M_2, S_2	88.9841	
MSK_6	6τ +4s-2h	M_2, S_2, K_2	89.0662	
M_8	8τ	M_2	115.9364	

Tabla 4-21.

En la etapa de eliminación de las interacciones no lineales, disponer de varias estaciones cercanas, situadas en emplazamientos de distintas características, nos permite estudiar la influencia de muy diversos factores, entre los que destacan las condiciones de contorno. Con este objetivo, hemos seleccionado las cinco estaciones del Puerto del Musel, así como la estación secundaria de Santander. Esta última está situada en la entrada de la dársena de Puerto Chico, en el interior de la bahía de Santander, que constituye una cuenca cerrada de baja batimetría y fondos arenosos, en contraposición a la estructura regional de la concha de Gijón, que está caracterizada por un aumento creciente de las sondas con la distancia a la línea de costa y un complejo fondo arenoso, en el que la progresión de las ondas de marea se ve modificada por la presencia de diversos bajos rocosos.

El procedimiento seguido en el análisis y eliminación se ha realizado, fundamentalmente, en cuatro etapas:

1. Análisis de Fourier de los residuales, a fin de detectar la presencia de componentes, de frecuencia superior a la diurna, no eliminadas en las anteriores etapas del proceso global,
2. Identificación de las frecuencias correspondientes a interacciones no lineales,
3. Análisis numérico mínimos cuadrados, contrastando simultáneamente la estabilidad de las constantes armónicas,
4. Eliminación, finalmente, de aquellas componentes de aguas someras cuya estabilidad ha sido demostrada,

que describimos a continuación.

El primer paso ha sido la determinación del espectro de potencias de los residuales obtenidos tras la eliminación del modelo estándar de marea en las cinco estaciones del Puerto de Musel. El análisis de Fourier ha permitido confirmar la existencia de componentes de amplitud significativa, especialmente en bandas semidiurna, terciodiurna y cuartodiurna. Las frecuencias de las componentes encontradas en las distintas estaciones son muy similares, si bien en cada estación la exactitud con que se obtienen está limitada por la longitud de la serie disponible y su nivel de ruido, variable en función de su situación dentro de un complejo sistema de dársenas, mostrándose en muchos casos cada componente formando parte de un grupo de ondas de

frecuencias muy próximas. Por otro lado, es necesario tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados de una superposición de ondas, que la amplitud se incrementa cuando la frecuencia de resonancia, que posee una fuerte dependencia local, es próxima a la frecuencia del constituyente de marea [346].

En la figura 4-26 presentamos, como ejemplo, el espectro obtenido en la estación E2 y en la tabla 4-22 los periodos (T , en horas) y amplitudes (A , en milímetros) de las principales componentes separadas por este tipo de análisis.

Estación B1		Estación B3		Estación E1		Estación E2		Estación E3	
T	A	T	A	T	A	T	A	T	A
								12.897	10.064
								12.846	8.885
12.658	12.574					12.658	14.710	12.647	15.850
								12.598	13.078
12.430	5.059	12.463	3.438	12.444	4.793	12.442	4.891	12.454	19.820
						12.407	6.127	12.407	39.462
12.209	10.595	12.162	2.000	12.183	3.174	12.182	14.771	12.175	11.964
11.997	6.651	11.916	3.044			11.999	4.130	11.952	15.845
8.007	3.311	8.016	2.163			8.006	5.039	7.998	3.516
7.988	4.076	7.980	2.700			7.992	4.036		
6.271	10.061	6.272	5.594	6.272	8.60	6.270	9.570	6.275	8.027
		6.265	6.844						
6.215	15.172	6.210	21.041	6.205	18.181	6.212	13.737	6.215	15.118
						6.208	10.52	6.203	10.650
6.105	6.212	6.102	8.061	6.108	8.238	6.104	6.186	6.099	6.462

Tabla 4-22.

Dentro de la banda semidiurna, sólo en la estación E3 aparecen claramente diferenciadas dos componentes de periodos 12.897 y 12.846 horas y amplitud cercana al centímetro. Su existencia se debe a que estas componentes, integradas en los grupos $2N_2$ (233.-236.) y μ_2 (237.-23X.), están fuertemente afectadas por modulaciones astronómicas de largo periodo, que no pueden ser separadas a través del análisis de los 321 días de que consta esta serie de observación. En particular, la componente $2N_2$ está afectada por modulaciones de periodos entre 18.613 y 91.311 días, asociadas a las variables (N' , p , h , $2h$, $4h$). En el segundo grupo, la componente astronómica 238.554 y el constituyente de aguas someras μ'_2 , también conocido como $2MS_2$,

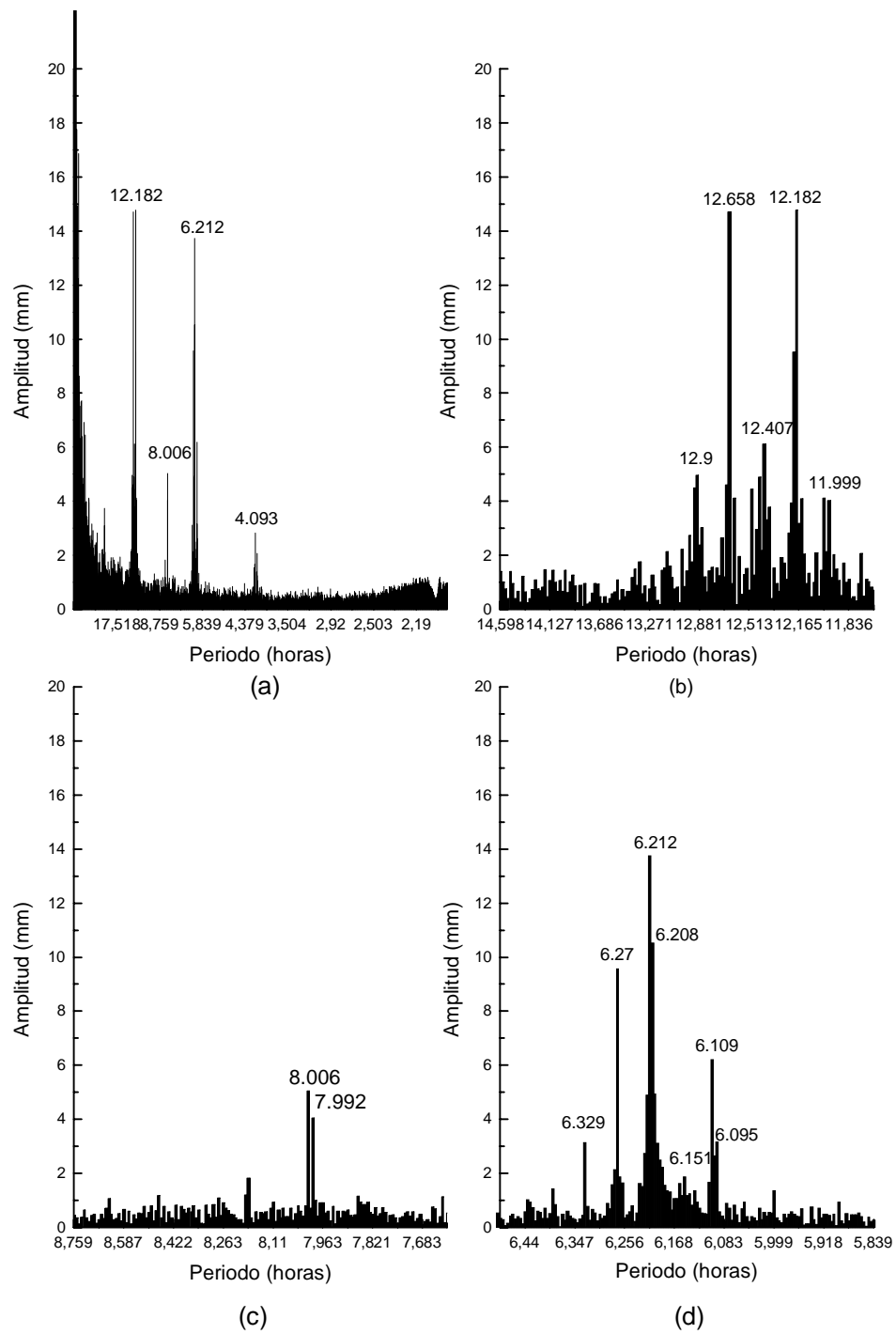


Figura 4-26: Espectro de potencia de los residuales obtenidos en la estación E2: (a) espectro completo, (b) componentes semidiurnas, (c) terciodiurnas y (d) cuartodiurnas.

son los principales responsables de las modulaciones observadas.

En todas las estaciones, excepto B3 y E1, aparece una componente de amplitud superior al centímetro, de periodo 12.658 horas. En la separación en grupos del análisis de marea, este periodo fue considerado dentro del grupo N_2 (243.-245.). Análisis de marea sucesivos realizados sobre intervalos de 180 días, desplazando la época central 7 días, muestran variaciones del orden del centímetro de esta componente, como consecuencia de su modulación con otras ondas incluidas en el grupo considerado para el análisis. Al estar sometida a fuertes modulaciones de origen astronómico, de periodos asociados a $(N', p, 2h, 4h)$, es difícil de eliminar correctamente.

Mención especial merece el siguiente grupo. Los periodos cercanos a 12.4 horas están, teóricamente, eliminados dentro de la banda de M_2 (252.-258.), componente de mayor amplitud de todas las detectadas en la zona. Además de las modulaciones astronómicas características, existen cuatro componentes no lineales dentro de este grupo, simétricas respecto a M_2 dos a dos, y que son MA_2 y MB_2 , por una parte, y MSK_2 y MKS_2 , por otra. Estas dos últimas son el resultado de la interacción entre M_2 , K_2 y S_2 , pero no se deducen de su suma, sino de $M_2 + S_2 - K_2$ y $M_2 - S_2 + K_2$, respectivamente, y sus argumentos son $2\tau - 2h$ y $2\tau + 2h$. Estos armónicos también son resultado de la interacción cuadrática entre M_2 y S_{sa}

$$\begin{aligned}
I &= K'' (H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_{sa}} \cos 2h)^2 \\
&= K'' (H_{M_2}^2 \cos^2 2\tau + 2H_{M_2}H_{S_{sa}} \cos 2\tau \cos 2h + H_{S_{sa}}^2 \cos^2 2h) \\
&= \frac{1}{2}K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_{sa}}^2) + \frac{1}{2}K'' H_{M_2}^2 \cos 4\tau + 2K'' H_{M_2}H_{S_{sa}} \cos 2\tau \cos 2h + \frac{1}{2}K'' H_{S_{sa}}^2 \cos 4h \\
&= \frac{1}{2}K'' (H_{M_2}^2 + H_{S_{sa}}^2) + \frac{1}{2}K'' H_{M_2}^2 \cos 4\tau + K'' H_{M_2}H_{S_{sa}} \cos (2\tau - 2h) \\
&\quad + K'' H_{M_2}H_{S_{sa}} \cos (2\tau + 2h) + \frac{1}{2}K'' H_{S_{sa}}^2 \cos 2h
\end{aligned}$$

El resultado de esta interacción es, de nuevo, un término constante, una componente de argumento 4τ , coincidente de nuevo con M_4 , otras dos componentes, simétricas respecto a M_2 , de argumentos $2\tau - 2h$ y $2\tau + 2h$, MSK_2 y MKS_2 y que modulan a M_2 , con un periodo de 182.621 días. La última componente, de periodo $2h$, es S'_{sa} .

Las componentes MA_2 , MB_2 , MSK_2 y MKS_2 , a pesar de ser también separadas mediante análisis mínimos cuadrados, no pudieron ser eliminadas tras este proceso, como se justificará más adelante.

La componente de periodo 12.18 horas fue incluida, durante el proceso de obtención del modelo de marea oceánica, en el grupo de L_2 (265.435-265.675), que presenta un factor de amplitud ligeramente mayor que el de otras componentes semidiurnas. Puede ser consecuencia de la combinación de dos fenómenos: la presencia dentro del grupo de otros tres constituyentes (265.555, 265.655, 265.665) de amplitud significativa y modulaciones astronómicas de periodos 8.847 años y 182.621 días, inducidas por las variables p y $2h$, respectivamente. Su amplitud es considerable, excepto en las estaciones B3 y E1.

Finalmente, dentro del grupo de componentes semidiurnas, aparece un armónico significativo de periodo cercano a 12 horas, que corresponde a la onda MSN_2 , de argumento $2\tau + 3s - 2h + p$; es el resultado de las interacciones de M_2 , S_2 y N_2 , modula a S_2 con un periodo de 8.847 años. Su amplitud es pequeña, excepto en la estación E3. Al respecto, ya señalamos que las ondas consecuencia de interacciones no lineales entre armónicos puros de marea de especie par presentan, generalmente, mayor amplitud que el resultado de interacciones donde el resultado es de especie impar, excepto en el caso de tratarse de componentes solares, donde términos atmosféricos y radiacionales de idéntica frecuencia se suman al newtoniano [286]. Tal es el caso de S_5 , componente de amplitud generalmente despreciable en que no es posible determinar en mareas terrestres, ya que sobre ellas la acción de variaciones térmicas y de presión se manifiestan en menor medida.

La única componente terciodiurna que aparece en el análisis de Fourier es S_3 , y su amplitud no es excesivamente grande. Este resultado es el que cabría esperar, ya que algunas componentes terciodiurnas ya fueron eliminadas mediante el análisis de marea.

En las componentes cuartodiurnas encontramos los resultados más interesantes, ya que estas componentes no fueron consideradas durante la etapa anterior. La primera componente que aparece es la de periodo 12.207 horas, o velocidad angular $57.407^\circ/\text{h}$, coincidente con la de MN_4 , de argumento $4\tau - (s - p)$, y que es el resultado de la interacción de M_2 y N_2 . Las componentes de mayor amplitud en la zona son M_2 , S_2 y N_2 , por lo que parece razonable que las interacciones entre ellas sean también importantes. La componente de periodo 6.215 horas es M_4 , componente cuartodiurna lunar principal, de argumento 4τ . Finalmente, el análisis de Fourier ha hecho posible detectar la componente generada por M_2 y S_2 , MS_4 , con argumento $4\tau + 2(s - h)$. El resto de componentes cuartodiurnas o de periodo menor, resultado de las

interacciones no lineales, no han podido ser detectadas mediante análisis de Fourier, debido a que pueden ser encubiertas por las componentes de mayor amplitud dentro de la especie, dada la baja resolución de este tipo de análisis.

Período	Amplitud	Período	Amplitud
12.926	11.708	12.952	12.165
12.889	11.923	12.863	15.437
		12.775	20.099
		12.731	10.749
		12.688	21.921
12.636	16.515	12.560	20.720
12.565	10.718	12.518	22.501
12.461	16.212	12.477	31.062
12.427	25.803	12.435	79.062
12.393	20.583	12.394	56.138
12.359	14.220	12.353	31.719
		12.313	20.331
		12.272	19.675
12.029	16.093	12.035	19.693
11.997	5.111	11.997	17.669
11.966	17.429	11.959	12.523
		11.952	12.625
6.274	7.544	6.270	8.981
6.265	6.105		
6.213	17.124	6.218	8.933
6.205	10.706	6.207	15.059
6.104	9.957	6.106	7.874
4.165	8.050	4.168	11.489
4.142	11.807	4.140	21.099
4.139	12.157		
4.093	18.385	4.095	16.697

Tabla 4-23.

Este proceso se ha repetido en la estación secundaria de Santander a fin de contrastar, como ya hemos indicado, la dependencia de las interacciones no lineales de la posición geográfica y de las características batimétricas regionales. Debido a que la estación de Santander cuenta con dos grandes bloques de observaciones continuas, el primero del 1 de enero al 30 de septiembre de 1988, y el segundo del 1 de octubre de 1988 al 2 de enero de 1990, y a la imposibilidad de obtener el espectro de Fourier de observaciones con interrupciones, se han realizado sendos análisis a los dos periodos de observación, lo que permite contrastar la dependencia temporal de las interacciones (tabla 4-23, primera y segunda columna respectivamente). Los resultados del análisis de Fourier se muestran en la figura 4-27, donde la amplitud está expresada en milímetros y los

periodos en horas. En ellos se aprecia una amplificación general de las distintas componentes respecto a las estaciones del Puerto del Musel, consecuencia de la morfología del emplazamiento. Los resultados ponen de manifiesto, por una parte, las fuertes diferencias que existen en las

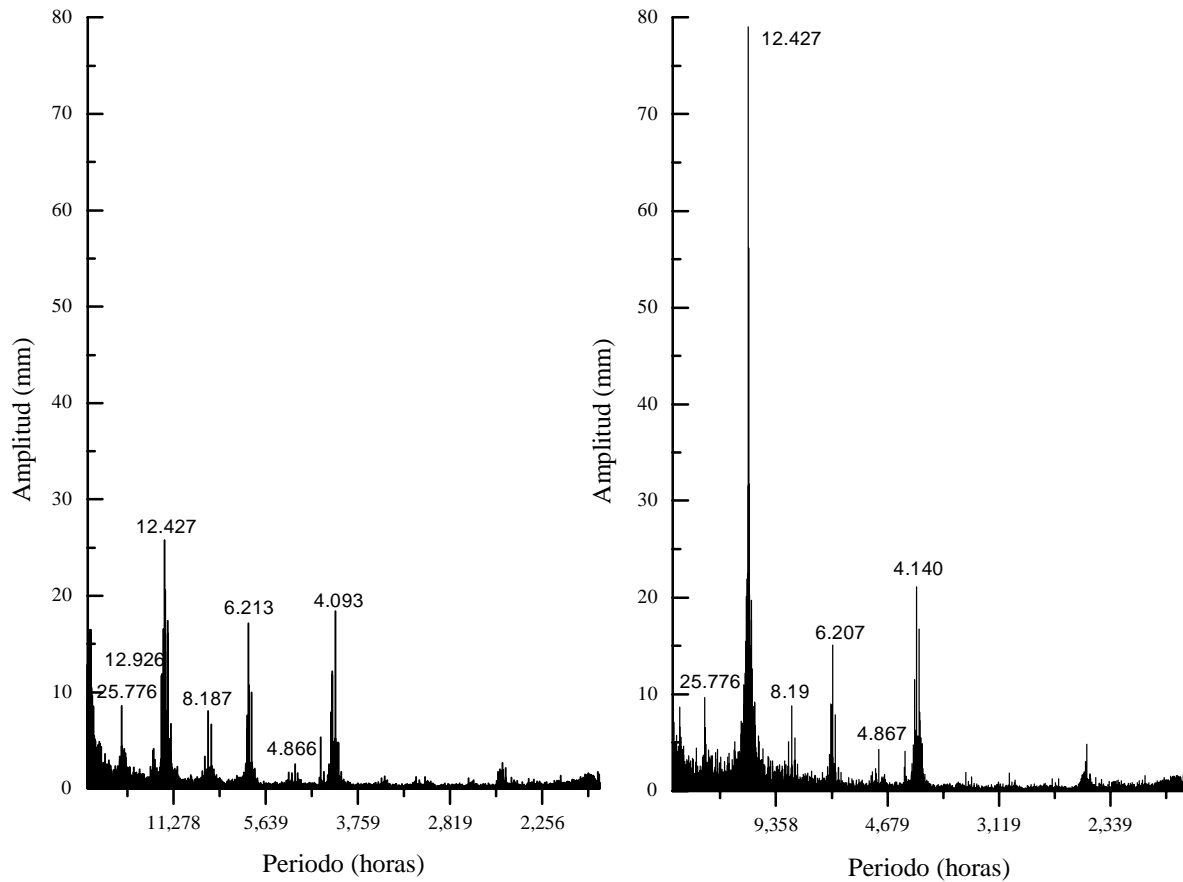


Figura 4-27: Espectro de potencia de los residuales. Estación de Santander.

amplitudes obtenidas en algunas frecuencias, caracterizadas por una amplificación general en el segundo intervalo de observación. Esto es especialmente importante en los periodos cercanos a MSK_2 , MA_2 , MB_2 y MKS_2 , debido a que al eliminarse el grupo de M_2 se eliminó también parte de la modulación que ocasionan los armónicos anteriores en el grupo, estando el efecto de la misma menos apodizado en el segundo periodo de observaciones. Esto es consecuencia del procedimiento de análisis y separación en grupos, así como del límite impuesto por el periodo de observación, que no permite una separación más fina. Por otra parte, las componentes sextodiurnas presentan una amplitud considerable en los periodos de 4.168, 4.140 y 4.095 horas,

correspondientes a $2MN_6$, M_6 y $2MK_6$ y $2MS_6$, respectivamente. Este hecho no ocurría en las estaciones del Puerto del Musel; estas diferencias están ocasionadas por la importancia de la batimetría regional en la generación de armónicos compuestos. Respecto a estas componentes, diremos que $2MN_6$ está originada por la interacción cúbica de M_2 y N_2 , M_6 por M_2 y $2MK_6$ y $2MS_6$ por la interacción también cúbica de M_2 y K_2 y M_2 y S_2 , respectivamente.

Una vez estudiado el contenido de la señal remanente tras la apodización de los constituyentes principales, hemos procedido, en una segunda etapa, a efectuar su análisis armónico mediante la aplicación de filtros numéricos contruidos por técnicas mínimos cuadrados (A.P. Venedikov, programa NSV98). Este método posee numerosas ventajas frente al análisis espectral, una vez que se han determinado las frecuencias de las componentes. Aunque también posee sus limitaciones, destaca por admitir cualquier longitud de registro, aunque existan interrupciones siendo, por lo tanto, mayor su poder discriminante. Además de ser selectivo, los fenómenos transitorios son eliminados. Finalmente, en frecuencias de mareas, proporciona factores de amplitud y desfases respecto a la marea de equilibrio, determinada a partir de los potenciales modificados al efecto, de los subarmónicos y armónicos compuestos detectados en la primera etapa del proceso (tablas 4-24 y 4-25). Mediante esta técnica [291] y con una separación en grupos que considera solamente el armónico puro, fueron obtenidos los resultados que se presentan en la tabla 4-24. En ella, la amplitud estimada y el error cuadrático medio (e.q.m.) están dados en milímetros. En estos resultados destacamos el error cuadrático medio obtenido en la determinación, que hace que gran parte de las componentes armónicas resulten significativas, a pesar de presentar amplitudes por debajo de la precisión de las observaciones. La validez de esta determinación ha sido comprobada mediante el estudio de la variabilidad temporal de los parámetros armónicos de las ondas correspondientes, que debe permanecer estable [291], lo que se ha basado, en este caso, en un análisis de 180 días, desplazando la época central 7 días. Este procedimiento se ha realizado iterativamente para cada uno de los armónicos anteriores, en cada una de las estaciones, intentando distinguir una interacción real de cuándo lo que se observa es la “traza” que ha dejado, como consecuencia de la modulación que ocasionan. En general, las componentes cuartodiurnas son las únicas que presentan poca variabilidad, especialmente MN_4 y M_4 , que son las de mayor amplitud (figura 4-28). Este hecho es evidente a partir de la media μ , la desviación típica σ , el coeficiente de variación (en porcentaje) y la

Componente			Estación B1		Estación B3		Estación E1		Estación E2		Estación E3		Santander	
Arg.	<i>n</i>	Onda	<i>A</i>	<i>eqm</i>	<i>A</i>	<i>eqm</i>	<i>A</i>	<i>eqm</i>	<i>A</i>	<i>eqm</i>	<i>A</i>	<i>eqm</i>	<i>A</i>	<i>eqm</i>
147-147	1	MP1	1.476	.192	1.918	.214	2.247	.265	.675	.083	1.692	.20	2.979	1.110
183-183	1	SO1	1.681	.191	.587	.213	1.872	.264	.495	.082	1.201	.20	1.502	1.106
237-237	1	MU2	1.270	.199	2.319	.179	.455	.261	3.884	.162	9.376	1.53	2.130	4.239
253-253	2	MSK2	7.498	.187	3.486	.214	1.928	.264	2.527	.152	40.608	1.43	28.077	3.922
254-254	2	MA2	13.106	.188	.302	.211	5.073	.263	7.538	.152	39.685	1.47	39.173	3.934
256-256	3	MB2	3.070	.163	.290	.182	3.754	.231	2.910	.132	37.313	1.27	19.809	3.402
257-257	2	MKS2	2.214	.192	2.048	.218	1.417	.271	1.622	.156	42.701	1.47	28.511	4.012
283-283	1	MSN2	1.160	.179	.860	.160	1.765	.233	.508	.145	10.193	1.37	6.866	3.798
291-291	1	2SM2	1.113	.182	1.444	.163	2.625	.236	1.632	.148	10.490	1.39	1.510	3.861
345-345	2	MO3	1.162	.092	1.176	.132	1.061	.145	.219	.058	1.675	.13	1.229	.777
363-363	1	SO3	1.475	.090	.728	.129	.182	.142	.702	.056	.404	.13	.607	.754
355-355	4	M3	.179	.093	.867	.135	.799	.150	.187	.058	.771	.13	.893	.819
365-365	1	MK3	1.504	.089	1.052	.128	1.776	.140	.681	.056	.706	.13	2.090	.751
382-382	1	S3	2.236	.086	1.717	.124	1.382	.135	1.064	.054	1.495	.12	2.506	.744
445-445	2	MN4	10.882	.064	10.913	.107	8.782	.114	10.463	.135	8.898	.11	10.047	.651
455-455	2	M4	19.661	.060	20.777	.099	1.509	.117	20.262	.115	20.342	.11	20.254	.640
463-463	1	SN4	.587	.057	.745	.094	1.133	.107	.805	.131	1.395	.10	2.149	.605
473-473	1	MS4	6.007	.054	7.570	.090	7.003	.103	6.504	.127	6.105	.10	10.604	.582
475-475	2	MK4	1.408	.054	2.419	.074	2.234	.079	1.941	.095	1.914	.07	1.881	.404
491-491	1	S4	.619	.052	1.286	.087	.499	.099	.337	.128	.642	.09	2.308	.555
555-555	1	M5	.0597	.047	.991	.096	.1198	.0915	.219	.251	.983	.080	.9596	.5144
565-565	1	2MK5	.4124	.043	.906	.089	.4754	.0848	.577	.233	.887	.074	1.1845	.4768
5X0-5X0	1	S5	.7735	.038	.419	.078	.2542	.0751	.599	.205	.548	.066	1.7033	.4272
645-645	1	2MN6	2.406	.327	1.933	.707	2.2474	.9915	1.362	.277	2.214	.506	6.8756	.9130
655-655	1	M6	3.873	.291	2.939	.629	3.0284	.8818	3.471	.246	2.953	.449	14.142	.8092
673-673	1	2MS6	1.509	.248	1.828	.536	1.0497	.7529	1.171	.210	1.688	.389	15.222	.6898
675-675	1	2MK6	.950	.245	1.546	.530	1.7777	.7446	.709	.208	1.192	.385	6.5056	.6829
691-691	1	2SM6	.979	.225	1.058	.487	1.1969	.6848	.509	.191	.602	.354	3.6549	.6280
693-693	1	MSK6	.535	.224	1.052	.485	1.3483	.6819	.629	.190	.191	.352	3.8173	.6250
61A-61A	1	S6	1.235	.216	1.286	.469	1.4598	.6549	.703	.185	.320	.336	1.2350	.6043

Tabla 4-24.

Componente	μ	σ	Coef. var.	Var. rel.
MSK_2	76.74	7.06	9.21	2.41
MA_2	126.35	11.88	9.40	2.47
MB_2	228.91	21.88	9.60	2.37
MKS_2	70.95	6.76	9.52	2.36
MN_4	1392.34	59.59	4.28	1.35
M_4	1678.77	33.19	1.98	0.61

Tabla 4-25.

variación máxima relativa obtenidos para las distintas componentes (tabla 4-25); los valores de las ondas cuartodiurnas son mucho menores (a pesar de ser mayor el factor de amplificación normalizado) que los correspondientes de las semidiurnas. Especialmente, destacan los valores de M_4 , lo que indica que las variaciones son, generalmente, bastante suaves, a pesar de que indican modificaciones inducidas por otros efectos. Consecuentemente, las dos componentes principales cuartodiurnas pueden ser correctamente determinadas.

Las componentes diurnas determinadas presentan amplitudes muy similares y, en todos los casos, significativas, aunque muy por debajo del nivel de precisión de las observaciones. Sin embargo, el estudio de su variabilidad temporal ha permitido establecer que no están correctamente determinadas, debido principalmente a su pequeña amplitud y a que fueron incluidas en los grupos separados durante el análisis principal de marea, en parte ante la imposibilidad de su discriminación de otras componentes.

Respecto a las componentes semidiurnas, en la tabla anterior se puede apreciar que el efecto de MSK_2 , MA_2 , MB_2 y MKS_2 fue eliminado en etapas anteriores en su mayoría, excepto en E3 y Santander. Señalamos que en la división en grupos utilizada para el análisis, en MA_2 fueron incluidas las componentes de argumento $2\tau - h$ como $2\tau - h + p_s$ y lo mismo se hizo con el grupo de MB_2 . La causa de este hecho reside en varios factores. En primer lugar, estos armónicos están asociados, al ser simétricos respecto a M_2 . Por otra parte, en las estaciones donde estas componentes tienen mayor amplitud, todas las componentes semidiurnas poseen una desviación típica mayor que la de otras bandas de frecuencia, asociada al mayor error en el análisis global de la serie de observación obtenido en estas frecuencias. Y, además, estas componentes ya fueron integradas en el grupo de M_2 , y así apodizadas, por lo que no pueden ser consideradas como componentes “reales”, sino simplemente “restos” de M_2 . Este hecho ha sido contrastado con el estudio de la variabilidad temporal de la amplitud de las componentes semidiurnas, que es considerable y bastante irregular, como se puede observar en la figura 4-28, donde se representa la variabilidad de distintos armónicos compuestos en Santander. Se puede apreciar que las variaciones del factor de amplitud (normalizado) son muy similares para MSK_2 , MA_2 , MB_2 y MKS_2 , lo que hace suponer que lo que se representa es la traza de distintas componentes de un grupo cuya amplitud principal (M_2) ya ha sido eliminada. Consecuentemente, estas componentes no han sido eliminadas, al sospechar que este proceso introdujera más ruido en

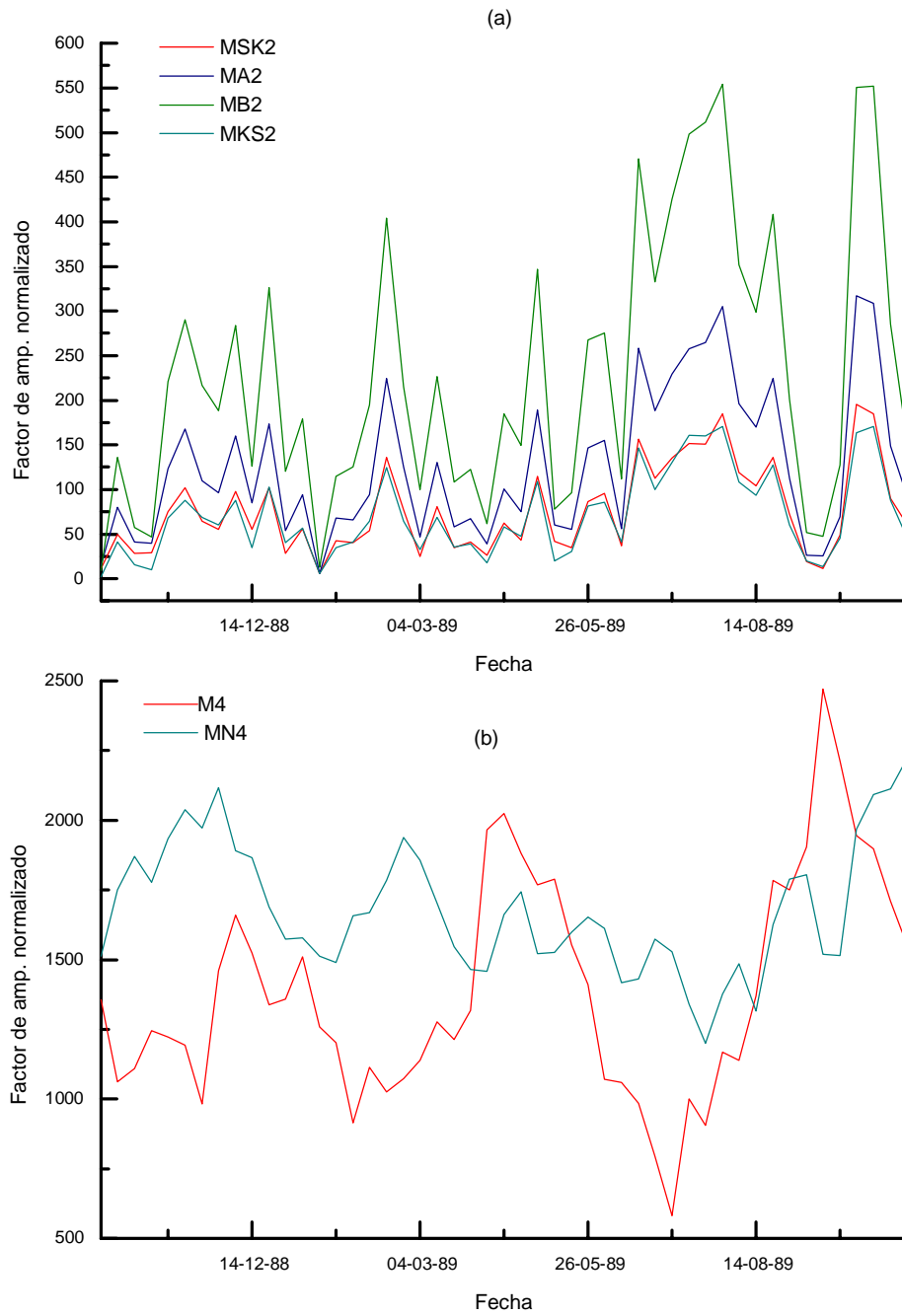


Figura 4-28: Factor de amplitud de las componentes cuartodiurnas y semidiurnas.

la señal mareográfica que la precisión que se podía conseguir, lo que fue también confirmado por lo resultados de la importante amplitud obtenida en el análisis para estos armónicos tras su “teórica” eliminación. En la tabla 4-26 se presenta, para Santander, la amplitud A , la fase G , la amplitud A_e y e.q.m tras la eliminación de estos armónicos semidiurnos, así como de las dos componentes sextodiurnas de mayor amplitud. Además, se ha tabulado la amplitud que hemos denominado residual y que corresponde a la obtenida por análisis de Fourier tras la eliminación. Todas las amplitudes están en milímetros. Como se puede observar, el espectro de potencias muestra amplitudes residuales considerables. Además, un análisis de marea que contempla el grupo M_2 realizado a los residuales que se obtendrían tras la eliminación da como resultado amplitud del orden la suma de las amplitudes respectivas, por lo que no se puede considerar correcta la eliminación de estos armónicos compuestos. Su efecto puede ser eliminado si se aumenta la longitud de la serie disponible y puedan discriminarse los armónicos correspondientes.

Componente		MSK ₂	MA ₂	MB ₂	MKS ₂	M ₆	2MS ₆
Análisis armónico	A	28.077	39.173	19.809	28.511	14.141	15.222
	G	2°	202°	107°	283°	242°	158°
	A_e	0.240	0.035	3.124	1.349	0.1162	0.9753
	eqm	4.437	4.466	3.862	4.539	1.0541	0.9040
Ampl. res. Four.		29.433	19.189	9.568	28.919	7.323	8.899

Tabla 4-26.

Por otra parte, en la estación de Santander destacan las componentes sextodiurnas, como ya fue anticipado por el Análisis de Fourier. Por ejemplo, supongamos que los efectos interactivos están relacionados por el cubo de la elevación, estando sólo presente la onda M_2

$$K''' (H_{M_2} \cos 2\tau)^3 = K''' H_{M_2}^3 \cos^3 2\tau = K''' H_{M_2}^3 \frac{1}{4} [\cos 6\tau + 3 \cos 2\tau]$$

donde K''' es la constante de proporcionalidad para una interacción cúbica. En este caso, el resultado muestra 2 términos lineales: una componente de argumento 2τ , que modifica la amplitud de la onda M_2 y otra de argumento 6τ , llamada M_6 . Además de esta componente destaca $2MS_6$, de argumento $6\tau + 2s - 2h$, que es consecuencia de la interacción cúbica de M_2

y S_2

$$\begin{aligned}
I &= K''' [H_{M_2} \cos 2\tau + H_{S_2} \cos (2\tau + 2s - 2h)]^3 \\
&= K''' [H_{M_2}^3 \cos^3 2\tau + 3H_{M_2}^2 H_{S_2} \cos^2 2\tau \cos 2(\tau + s - h) \\
&\quad + 3H_{M_2} H_{S_2}^2 \cos 2\tau \cos^2 2(\tau + s - h) + H_{S_2}^3 \cos^3 2(\tau + s - h)] \\
&= K''' \left[\frac{1}{4} H_{M_2}^3 \cos 6\tau + \frac{3}{4} H_{M_2}^3 \cos 2\tau + \frac{3}{2} H_{M_2}^2 H_{S_2} \cos 2(\tau + s - h) \right. \\
&\quad + \frac{3}{2} H_{M_2}^2 H_{S_2} \cos 4\tau \cos 2(\tau + s - h) + \frac{3}{2} H_{M_2} H_{S_2}^2 \cos 2\tau \\
&\quad \left. + \frac{3}{2} H_{M_2} H_{S_2}^2 \cos 2\tau \cos 4(\tau + s - h) + \frac{1}{4} H_{S_2}^3 \cos 6(\tau + s - h) + \frac{3}{4} H_{S_2}^3 \cos 2(\tau + s - h) \right]
\end{aligned}$$

De esta interacción también resultan amplificaciones de M_2 , M_6 , S_2 y S_6 . Adicionalmente, se generan nuevamente los armónicos semidiurnos μ'_2 y $2MS_2$, y el término sextodiurno $2SM_6$. A pesar de las amplitudes significativas de M_6 y $2SM_6$, repitiendo el proceso seguido para las componentes semidiurnas, se ha establecido que la eliminación de estas componentes no es completa. Consecuentemente no han sido apodizadas, ya que podría introducirse ruido en la señal observada.

En síntesis, la eliminación se ha realizado según un procedimiento iterativo de eliminación y contrastación de la misma mediante métodos de análisis, basado tanto en programas de software que hemos desarrollado para este fin como en métodos de análisis estándar. Sólo se han eliminado las componentes cuartodiurnas, de las que se comprobó la estabilidad en el tiempo, ya que la eliminación del resto, a pesar de resultar significativas, podría introducir más ruido en la determinación del nivel medio.

Las componentes eliminadas, con su amplitud A y desfase G con respecto a la marea de equilibrio en Greenwich, se pueden observar en la tabla 4-27. Así mismo, se presentan las amplitudes obtenidas por análisis armónico tras la eliminación, A_e , junto con la desviación típica de la determinación. Como se puede observar, estos últimos valores son del orden de la décima de milímetro, por lo que se puede concluir que la eliminación de los armónicos resultado de interacciones no lineales entre armónicos principales se ha llevado a cabo, tras el estudio de su viabilidad, de forma precisa. A la vez, se han apodizado ondas que suponían una aportación al nivel medio de 3 centímetros, por lo que se consigue una ganancia considerable de precisión

en la determinación al finalizar este proceso.

		MN4	M4	MS4
B1	A	10.882	19.661	6.007
	G	92°	191°	133°
	A_e	0.347	0.253	0.212
	eqm	0.066	0.059	0.054
B3	A	10.913	20.777	7.570
	G	93°	192°	126°
	A_e	0.369	0.066	0.211
	eqm	0.774	0.713	0.648
E1	A	8.782	21.509	7.003
	G	97°	190°	143°
	A_e	0.320	0.122	0.122
	eqm	0.677	0.644	0.590
E2	A	10.463	20.262	6.504
	G	91°	191°	130°
	A_e	0.238	0.250	0.329
	eqm	0.048	0.044	0.040
E3	A	8.898	20.342	6.105
	G	100°	191°	133°
	A_e	0.561	0.681	0.698
	eqm	0.662	0.635	0.590
Santander	A	10.047	20.254	10.604
	G	124°	221°	182°
	A_e	1.040	0.238	0.102
	eqm	0.677	0.665	0.605

Tabla 4-27: Armónicos resultado de interacciones no lineales eliminados.

Otro objetivo del presente estudio de las interacciones no lineales es determinar la dependencia del factor K de la frecuencia de los armónicos. Por este motivo los hemos estimado empíricamente para las componentes de mayor amplitud. En MA_2 y MB_2 el factor determinado es el factor multiplicado por la amplitud de S_a , ya que esta no se conoce; de la misma manera, el factor determinado para MSK_2 y MKS_2 es el factor multiplicado por la amplitud de S_a . Los resultados se muestran en la tabla 4-28. En ella, se puede observar que el factor empírico de los diversos armónicos es muy similar en las seis estaciones, así como que la dependencia de los factores de la frecuencia. Esta dependencia se pone claramente de manifiesto en la figura 4-29. En la parte superior de la figura destaca el factor de las componentes MSK_2 , MA_2 , MB_2 y MKS_2 , lo que resulta artificial, ya que de estas componentes en realidad no se ha representado su factor K , sino este factor multiplicado por la amplitud de S_a . Además, como hemos visto

anteriormente, los resultados obtenidos para estas ondas pueden ser considerados óptimos, a pesar de que su efecto ya fue, en gran medida, eliminado al ser considerados dentro de M_2 durante el análisis de marea. Respecto a las componentes cuartodiurnas, en la figura 4-29b se muestra claramente que las variaciones del factor K son similares en las distintas estaciones, si bien en Santander son mayores, generalmente, que en las estaciones del Puerto del Musel.

Componente	B1	B3	E1	E2	E3	Santander
MU2	.0000021	.0000039	.0000007	.0000064	.0000159	.0000039
MSK2	.0567850	.0265188	.0145618	.0191249	.3094278	.2182569
MA2	.0992563	.0022974	.0383154	.0570492	.3023946	.3045117
MB2	.0232502	.0022061	.0283533	.0220235	.2843203	.1539855
MKS2	.0167674	.0155796	.0107023	.0122756	.3253762	.2216306
2SM2	.0000052	.0000068	.0000123	.0000078	.0000512	.0000081
MO3	.0000130	.0000209	.0000122	.0000025	.0000186	.0000166
MK3	.0000163	.0000078	.0000192	.0000009	.0000079	.0000240
MN4	.0031410	.0032550	.0025940	.0029440	.0027486	.0029389
SN4	.0004833	.0006297	.0009550	.0006494	.0012394	.0018351
MS4	.0009827	.0012414	.0011399	.0010681	.0010195	.0018707
MK4	.0008162	.0013937	.0012566	.0011451	.0011377	.0011310
2MK5	.0000046	.0000113	.0000055	.0000064	.0000098	.0000160
2MS6	.0000025	.0000030	.0000017	.0000019	.0000029	.0000278
2SM6	.0000046	.0000050	.0000056	.0000024	.0000029	.0000195

Tabla 4-28.

Finalmente, hemos procedido a la eliminación de las interacciones no lineales entre armónicos de marea. En la figura 4-30 se muestra el nivel medio obtenido en Gijón y Santander al finalizar esta etapa. Señalamos que el principal logro de la eliminación de las interacciones no lineales está en la precisión superior a los 3 centímetros que se consigue respecto a la etapa anterior, así como en la posibilidad de mejorar la precisión con la que se va a determinar el factor empírico que utilizaremos en la eliminación del efecto barométrico inverso, al haberse eliminado componentes periódicas que podían originar una distorsión de este factor. Además, a lo largo del estudio realizado a partir de las interacciones no lineales se ha podido mostrar la validez en la determinación de componentes, cuya amplitud se encuentra por debajo del nivel de precisión de las observaciones, así como por la sustancial mejora en la determinación del nivel medio introducida con esta eliminación.

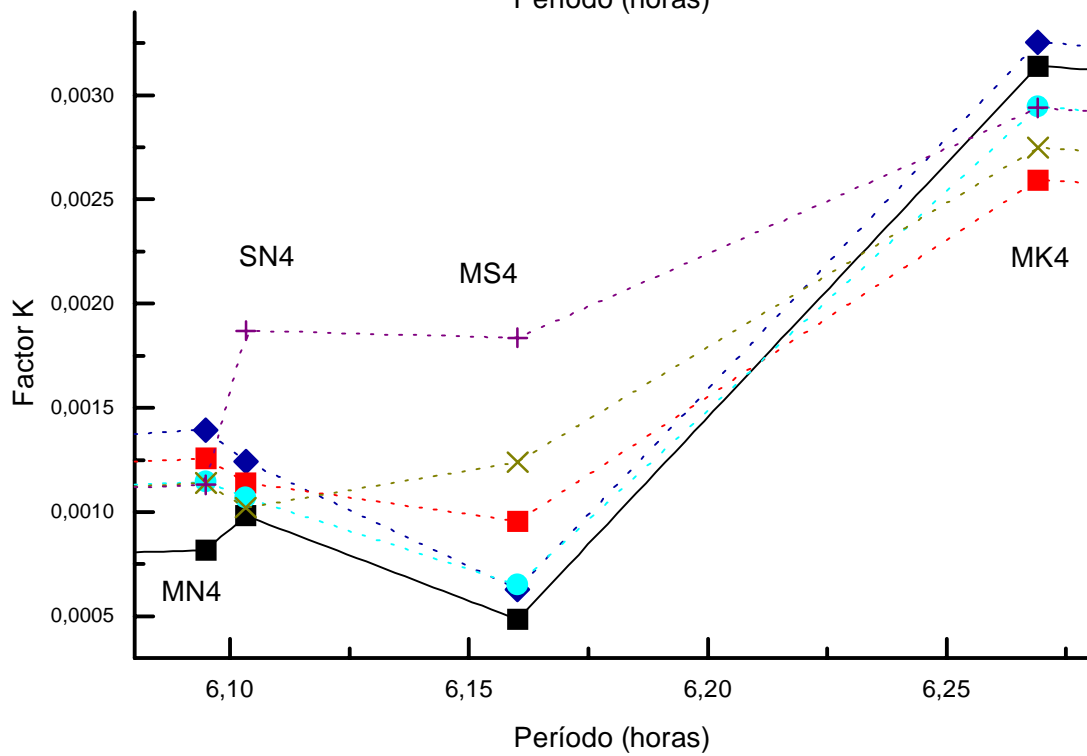
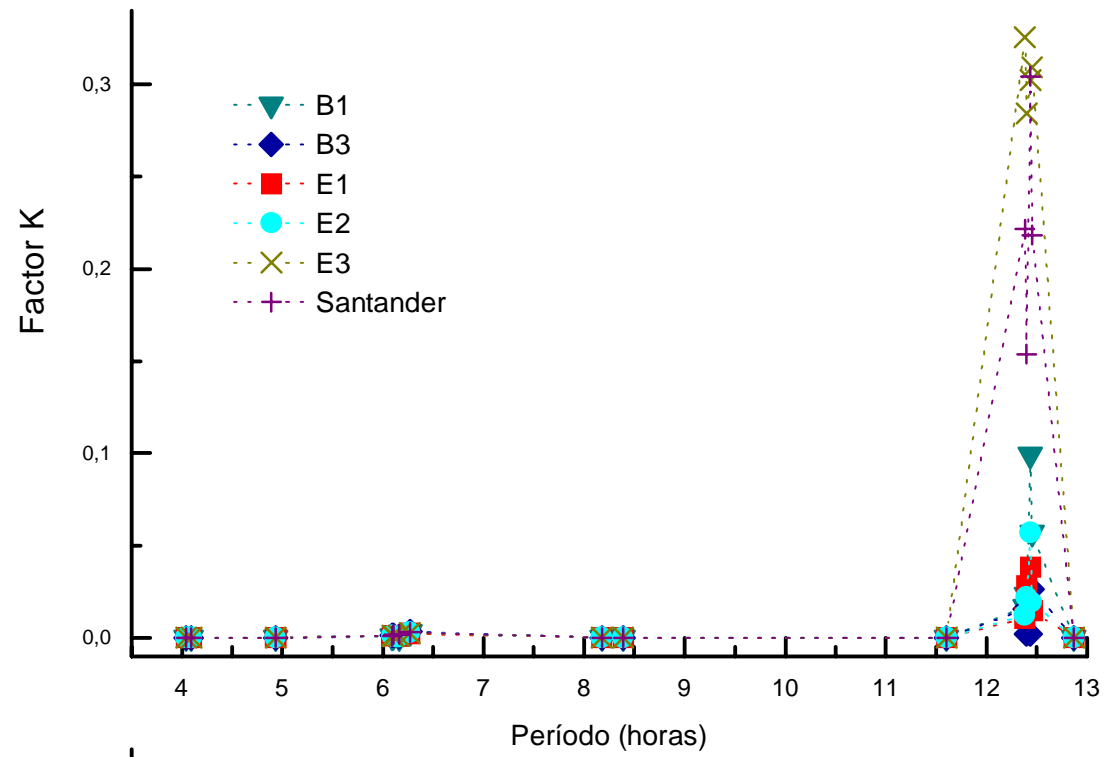


Figura 4-29: Variación de K con el período para las diferentes especies (a) y para la banda cuartodiurna (b).

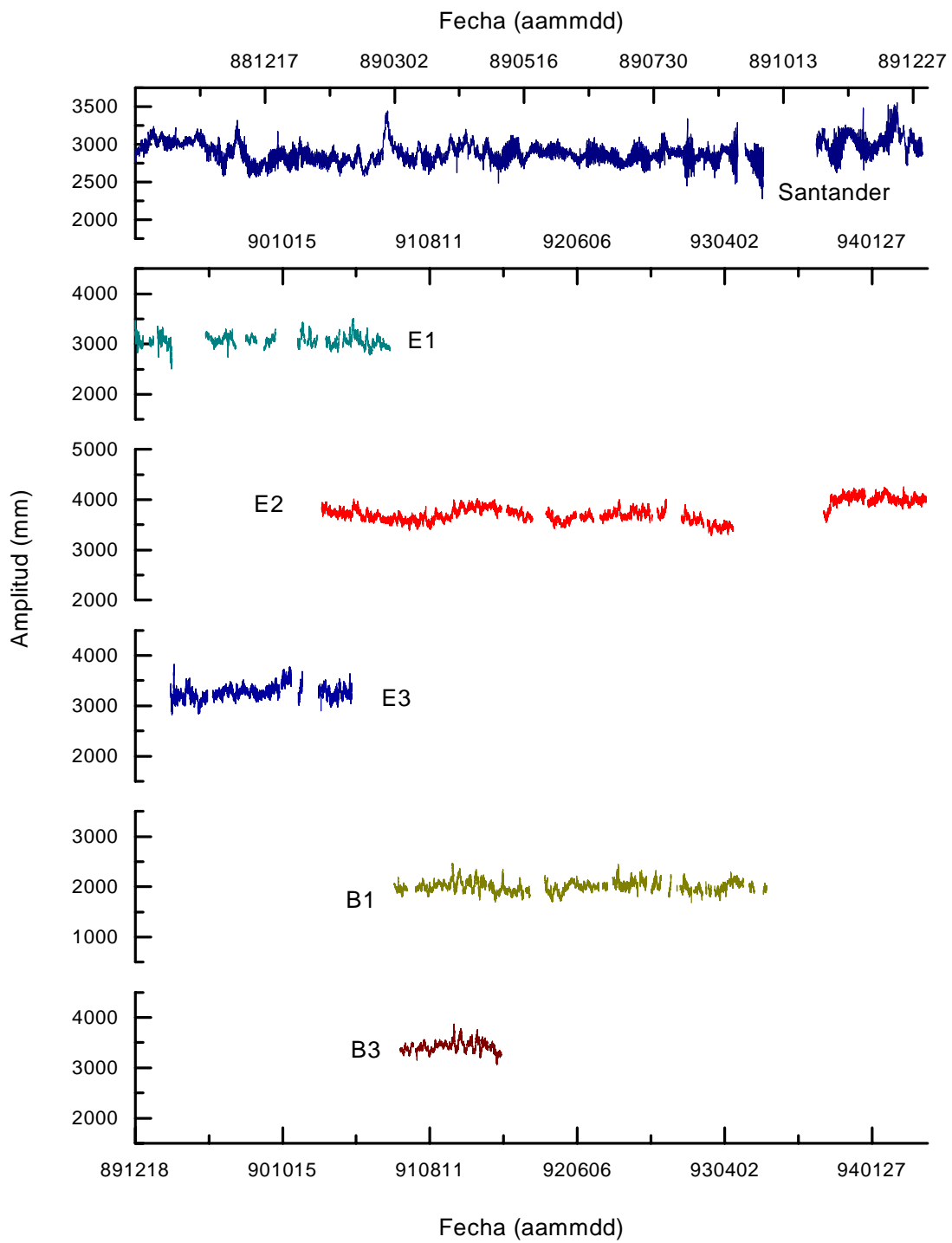


Figura 4-30: Nivel medio obtenido en las cinco estaciones de Gijón y en Santander tras la eliminación de constituyentes puros de mareas e interacciones no lineales.

4.9 Constantes no armónicas

Una vez determinado el modelo de marea y el efecto de las interacciones no lineales, hemos procedido a obtener un conjunto de parámetros, denominados de forma genérica “constantes no armónicas”, como son el régimen de marea, la Unidad de Altura, el Establecimiento del Puerto, las edades de la marea diurna y semidiurna o la edad de la paralaje, que constituyen importantes índices de la respuesta del océano. Sus valores han sido obtenidos para el Atlántico Norte, región en la que están emplazadas las estaciones a las que se aplica la metodología desarrollada a lo largo de esta memoria. Con este estudio trataremos, en particular, de analizar la distribución espacial de aquellas constantes no armónicas que puedan proporcionar información relevante sobre las modulaciones producidas por ondas de largo periodo sobre las bandas diurna y semidiurna. Los modelos de distribución espacial, construidos empíricamente sobre la base de observaciones costeras y pelágicas, han sido comparados con los obtenidos a partir de diversos modelos de marea de la zona.

Dado que para el trabajo que nos proponíamos era necesario recolectar y unificar información de muy diversas fuentes, hemos optimizado, en primer lugar, la base de datos mareográficos BAMAG, que en su nueva versión es designada BAMAG01. Una descripción detallada de su diseño original, estructura lógica y sucesivas actualizaciones puede ser encontrada en C. de Toro, 1989; R. Vieira *et al.*, 1992; C. de Toro *et al.*, 1993, 1994, 1995 [290, 318, 293, 294, 295]. El conjunto de programas que conformaban esta base ha sido modificado, a fin de incluir el cálculo de aquellos parámetros que, siendo necesarios, no eran considerados y facilitar, al mismo tiempo, el acceso a la nueva información. Además, se han elaborado nuevos programas destinados a la incorporación de constantes pelágicas procedentes del IAPSO (International Association for the Physical Science of the Ocean). La estructura actual puede verse en la figura 4-31, donde un doble recuadro indica la actualización que hemos llevado a cabo. Como se puede apreciar, el banco de datos está compuesto por 10 ficheros fuente, que son transformados mediante el programa UNIM01. Sobre las opciones iniciales, que permitían

- unificar las unidades de medida adoptadas por los diferentes organismos,
- proporcionar el huso horario, el intervalo y la época central de observación,
- informar sobre el método de análisis utilizado en la obtención de las amplitudes y des-

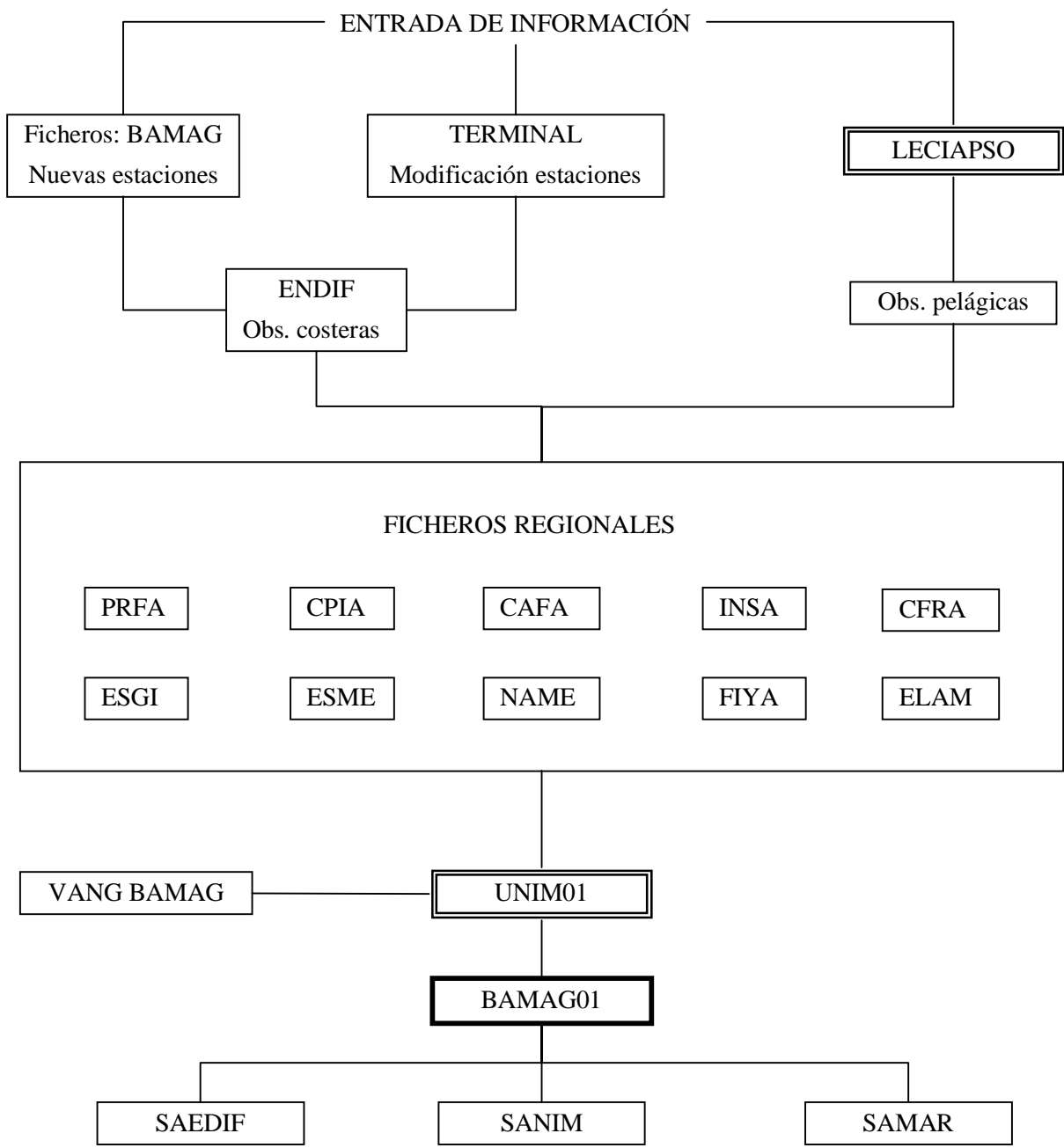


Figura 4-31: Estructura de la base de datos BAMAG01.

fasajes de cada uno de los constituyentes incluidos en el banco (hasta un máximo de 61),

- transformar los diferentes desfasajes observados mediante las relaciones

$$\begin{aligned} G_i(\phi, \lambda) &= \varphi_{ie}^G - \varphi_i^P \\ k_i(\phi, \lambda) &= G_i(\phi, \lambda) + m\lambda = \varphi_{ie}^P - \varphi_i^P \\ g_i(\phi, \lambda) &= G_i(\phi, \lambda) + \omega_i S(\phi, \lambda) \end{aligned}$$

donde

- φ_{ie}^G fase teórica en Greenwich,
- $\varphi_{ie}^P, \varphi_i^P$ fase teórica y observada en el punto de observación,
- G_i es el desfasaje de la marea parcial oceánica respecto a la marea de equilibrio en Greenwich,
- k_i el desfasaje de la marea parcial oceánica respecto a la marea de equilibrio en el punto de observación,
- g_i el desfasaje respecto a la marea de equilibrio en Greenwich cuando el tiempo de observación está expresado en tiempo de zona,
- m la especie de marea,
- ω_i la velocidad angular horaria del armónico considerado,
- S huso horario,

- determinar el régimen predominante de marea, la Unidad de Altura y Establecimiento del Puerto,

se suman ahora las determinaciones de

- los términos constantes de marea M_0 y S_0 , determinados según la ecuación (4.4),
- las edades de la marea y de la paralaje, que serán tratadas en detalle en las próximas secciones.

Una vez ampliados los límites geográficos y recabada la información, la actualización de las estaciones se ha realizado mediante los programas ENDIF (incluye y modifica estaciones

costeras) y LECIAPSO (incorporación de nuevas estaciones pelágicas), desarrollado al efecto. De esta forma, disponemos en la actualidad de 494 estaciones, de las cuales 282 son costeras y 212 de profundidad. Un gran avance, teniendo en cuenta las 291 que formaban parte del banco inicial. En la tabla 4-29 puede verse la ampliación realizada, que afecta especialmente a las estaciones pelágicas y francesas, británicas, irlandesas y holandesas. por otra parte, en la tabla 4-30 se presenta la información contenida en BAMAG01 para la estación E2, como ejemplo del formato de los ficheros y la información almacenada para cada estación.

Nombre fichero	Número de estaciones		Descripción de los ficheros
	BAMAG	BAMAG01	
PRFA	53	210	Constantes pelágicas. Atlántico Norte
CPIA	48	48	Estaciones costeras en la costa atlántica de la Península Ibérica
CAFA	14	14	Estaciones costeras en la costa atlántica africana
INSA	29	29	Estaciones atlánticas insulares
CFRA	22	68	Estaciones costeras francesas, británicas, irlandesas y holandesas
ESGI	20	20	Estrecho de Gibraltar
ESME	7	7	Estaciones españolas en el Mediterráneo
NAME	20	20	Costa africana mediterránea: desde el Estrecho de Gibraltar a la frontera turco-siria, incluyendo estaciones españolas
FIYA	66	66	Estaciones costeras mediterráneas de Francia, Mónaco, Repúblicas Balcánicas y Albania
ELAM	12	12	Mareógrafos griegos y de la costa mediterránea de Asia Menor y Mar Negro

Tabla 4-29.

11017

GIJON (ESTACION E2)

SITUACION:

CODIGO 11.1.1111.102
 REGION ATLANTICO NE.
 SUBREGION LITORAL CANTABRICO ESPANOL.
 EMPLAZAMIENTO PUERTO DEL MUSEL. ENSANCHE DEL MUELLE NORTE.
 POSICION GEOGRAFICA LA= 43 34.2 N LO= 5 42.0 W SLPE=-1. S= 0
 BATIMETRIA PR= 8.0 M SON= M

OBSERVACION:

EPOCA Y DURACION E=19920217 I=19910123-19940140 CE=20 ND= 919.0
 TIPO TO=1 COSTERO
 MODO SENSOR DE PRESION DE FONDO
 ORGANISMO RESPONSABLE JUNTA DEL PUERTO DE GIJON
 RED O PERFIL MAR CANTABRICO

ANALISIS:

ESCALA DE TIEMPO TZO= 0 (TIEMPO UNIVERSAL)
 UNIDADES DE AMPLITUD CMH= 1 (CENTIMETROS)
 UNIDADES DE DESFASAJE GRF= 1 (GRADOS)
 NO DE DIAS UTIL NDU= 897.00
 METODO EMPLEADO ANALISIS ARMONICO. MINIMOS CUADRADOS. FILTROS DE A.P.VENEDIKOV.

INDICES DE LA RESPUESTA DEL OCEANO:

REGIMEN DE MAREA .08 SEMIDIURNA
 EDAD DE LA MAREA DIURNA -9.63 DIAS
 EDAD DE LA MAREA SEMIDIURNA 1.33 DIAS
 EDAD DE LA PARALAJE 1.74 DIAS

CONSTANTES NO ARMONICAS:

NIVEL MEDIO Z0= 238.26 CM NC= 13 B SP.
 S0= 374.68 CM
 UNIDAD DE ALTURA UA= 198.55 CM
 ESTABL. DEL PUERTO EP= 02 H 51 M

CONSTANTES ARMONICAS:

COMPONENTE	H(CM)	G(GR)	K(GR)	GS(GR)	COMPONENTE	H(CM)	G(GR)	K(GR)	GS(GR)
0 MOSO	-5.68				21 LDA101=THE1	.07	76.66	70.96	76.66
1 SA	7.80	177.70	177.70	177.70	22 J1	.36	94.68	88.98	94.68
2 SSA	3.90	47.80	47.80	47.80	23 SO1	.14	38.19	32.49	38.19
4 MM	16.95	179.27	179.27	179.27	24 O01	.17	234.27	228.57	234.27
5 MSF	9.03	276.62	276.62	276.62	25 2KQ1=NU1	.08	150.80	145.10	150.80
7 2Q1	.40	228.22	222.52	228.22	26 MNS2=EPSIL2	.83	37.01	25.61	37.01
8 SIG1=NUJ1	.40	232.54	226.84	232.54	27 2N2	3.90	49.15	37.75	49.15
9 Q1	1.92	271.37	265.67	271.37	28 2MS2=MU2	4.79	52.29	40.89	52.29
10 RH01=NUK1	.43	265.37	259.67	265.37	29 N2	27.14	68.95	57.55	68.95
11 O1	6.95	323.32	317.62	323.32	30 NU2	5.55	73.35	61.95	73.35
12 MP1=TAU1	.24	62.37	56.67	62.37	31 M2	132.14	91.64	80.24	91.64
13 NO1=M1	.81	340.75	335.05	340.75	32 LAD2	.89	65.86	54.46	65.86
14 LP1=CHI1	.18	13.61	7.91	13.61	33 L2	3.96	86.46	75.06	86.46
15 TK1=PI1	.15	56.58	50.88	56.58	34 T2	2.62	112.95	101.55	112.95
16 P1	2.23	56.69	50.99	56.69	35 S2	46.13	123.97	112.57	123.97
17 S1	.81	202.05	196.35	202.05	37 K2	12.80	121.54	110.14	121.54
18 K1	6.84	68.97	63.27	68.97	38 KJ2=ETA2	.54	166.39	154.99	166.39
19 RP1=PSI1	.27	80.48	74.78	80.48	39 MO3=2MK3	.35	332.68	315.58	332.68
20 KP1=PHI1	.10	79.57	73.87	79.57	40 M3	1.21	325.85	308.75	325.85

Tabla 4-30. Las componentes de largo periodo (S_a , S_{sa}) y (M_m , M_{sf}) han sido determinadas por el IHMC y el IEO, respectivamente [96, 139].

De esta forma, disponemos para nuestro trabajo de información sobre constantes armónicas y no armónicas, distribuidas de forma bastante regular sobre la superficie oceánica, como puede apreciarse en la figura 4-32, a la que se accede a través de los programas de aplicación SAEDIF, SANIM y SAMAR.

4.9.1 Régimen de mareas

El carácter de las mareas, nombre que también designa el régimen predominante, se determina a partir de la amplitud real estimada mediante análisis de los dos armónicos principales diurnos: la componente declinacional K_1 y la onda lunar diurna principal O_1 , y los dos semidiurnos: onda lunar principal M_2 y onda solar principal S_2 . Hay que señalar que la componente K_1 está formada por las ondas diurnas principales declinacionales lunar y solar K_{1m} y K_{1s} , dos componentes de diferente amplitud teórica y fases $\tau + s$ y $t + h$, por lo que al poseer idéntica frecuencia es imposible su separación a través del análisis numérico de las observaciones. El carácter de las mareas varía tanto con la posición geográfica (ϕ, λ) como con las características geométricas y morfológicas del emplazamiento. Esto es debido, principalmente, a que en zonas costeras es necesario, en muchos casos, tener en cuenta otros parámetros para determinar la respuesta del océano a las fuerzas de marea, como la fricción o la fuerza de Coriolis: el efecto de la fricción aumenta al incrementarse la amplitud, aumentando además el periodo de las oscilaciones libres y apareciendo fenómenos de resonancia. El régimen de marea está determinado por [163]

$$R = \frac{H_{O_1} + H_{K_1}}{H_{S_2} + H_{M_2}} \quad (4.9)$$

según la siguiente clasificación:

$R < 0.25$	Semidiurno, con pleamares y bajamares muy similares.
$0.25 \leq R < 1.5$	Semidiurno, produciéndose dos pleamares y dos bajamares de diferente altura.
$1.5 \leq R < 3.0$	Mixto, se producen dos pleamares y dos bajamares o una pleamar y una bajamar.
$3.0 \leq R$	Diurno, con una pleamar y una bajamar cada día.

Existen autores que prefieren utilizar la denominación dada por Dietrich en 1963 y llamar al cociente anterior número de forma F [110, 101]. Según esta clasificación, la marea es semidiurna si $F \in [0, 0.25]$, mixta si $F \in (0.25, 3]$ y diurna si $F > 3$. Godin sugiere que el intervalo máximo de tiempo Δt en el que se puede suponer que existe como mucho un máximo es 3 horas si el régimen es semidiurno, 0.5 horas si es mixto y 6 horas si es diurno [110, 101]. Sin embargo, puntualiza que la marea mixta puede tener extremos más cercanos a 0.5 horas, si bien para

efectos prácticos basta con detectar uno de ellos.

Nos gustaría señalar que en la expresión (4.9) se han seleccionado las componentes que tienen, generalmente, mayor amplitud. En la banda semidiurna se han elegido una componente lunar y otra solar y en la diurna una lunar y otra de origen tanto lunar como solar. Por tanto, la elección de la onda K_1 , suma de una componente de origen lunar y otra de origen solar, con la misma frecuencia, se debe a su amplitud.

En el caso particular del Puerto del Musel, el carácter es claramente semidiurno, ya que se han obtenido los siguientes resultados en las diferentes estaciones

Estación	E1	E2	E3	B1	B3	Santander
R	0.0774	0.0775	0.0780	0.0773	0.0773	0.0754

En Santander, el régimen es, así mismo, semidiurno, aunque el valor de R es ligeramente superior debido a que la amplitud de M_2 es menor que en las estaciones del Puerto del Musel. Según los valores obtenidos, la amplitud de las dos pleamares y bajamares es muy similar, lo que concuerda con las observaciones. El factor de amplificación, división del factor de amplitud de las componentes lunares principales semidiurnas y diurnas, es del orden de 14.5 en todas las estaciones.

Esta determinación del régimen de mareas ha sido generalizada a la región del Atlántico Norte, en orden a intentar buscar una relación entre el régimen de marea y factores distintos de la posición geográfica. Hemos obtenidos diversos modelos de este parámetro: por una parte, un modelo puramente empírico y, por otra, basados en los modelos de mareas de la zona.

El modelo puramente empírico se basa en la base de datos mareográfica BAMAG01. En total se eligieron 446 estaciones con amplitudes significativas de las componentes O_1 , K_1 , M_2 y S_2 , situadas en el Mar Mediterráneo y Atlántico Norte, tanto costeras como pelágicas, a partir de las cuales se obtuvo el cociente (4.9). Del total de estaciones se eliminaron, además, para este estudio aquellas en las que los datos pudieran no ser correctos, hecho que generalmente es proporcionado por la fuente que los suministra. Mediante una técnica de interpolación numérica idéntica a la utilizada en el levantamiento de los modelos oceánicos del Puerto del Musel, se obtuvieron los valores del régimen de marea en la red de nodos equidistantes 1° de longitud y 1° de latitud, entre 50° Oeste y 45° Este y 16° y 55° Norte. Los resultados se muestran en la figura 4-32, donde la coloración cambia con los valores límite de R , indicando los colores más

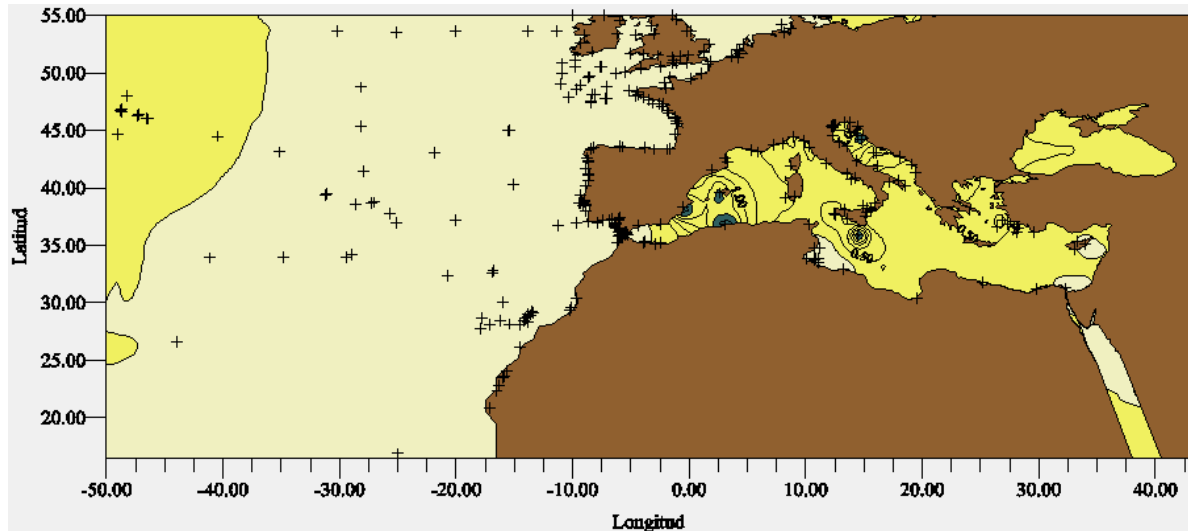


Figura 4-32: Régimen de marea en el Atlántico Norte.

claros un valor menor. En ella, se ha marcado la posición de las estaciones utilizadas. En estos resultados, se aprecia que

- El régimen predominante en el Océano Atlántico nor-oriental es semidiurno, generalmente con dos pleamares y bajamares de similar magnitud, aunque variables en el tiempo.
- El régimen anterior presenta un cambio aproximadamente en la zona donde está situada la dorsal oceánica. Esto puede ser consecuencia de la influencia de la batimetría en la propagación de las ondas de marea. Además, hay una zona donde es mixto, coincidiendo con la existencia de anfidromos en las componentes M_2 y S_2 .
- El Mar Mediterráneo es una cuenca con importantes diferencias batimétricas y en la que existen numerosos estrechos entre islas, que interrumpen la normal propagación de las ondas de marea. Consecuentemente, se producen fuertes variaciones en amplitudes y desfases de las principales componentes diurnas y semidiurnas [294], que dan lugar a valores sustancialmente diferentes del régimen de marea: semidiurno, fuertemente semidiurno, mixto y diurno. Destaca el máximo balear ($R = 1.57$), en una zona de bajo rango de marea, donde el régimen mixto está determinado por el predominio de las componentes diurnas.

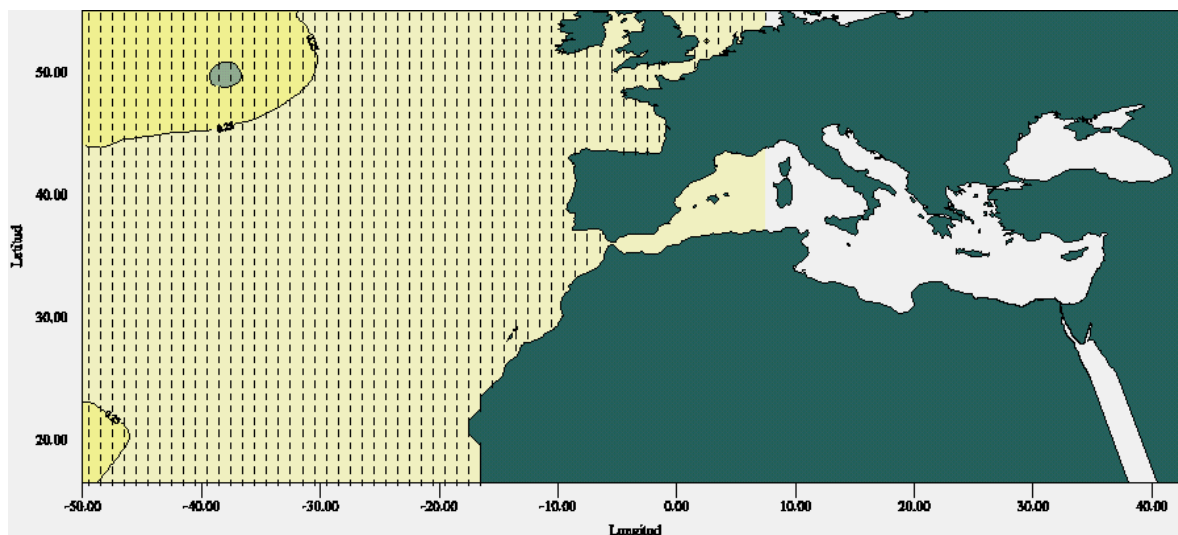


Figura 4-33: Régimen de marea en el Atlántico Norte a partir de los modelos oceánicos NSWG.

- En el Mar Adriático se encuentra otro máximo ($R = 0.53$) determinado, así mismo, por el predominio de las componentes diurnas en la zona. Su origen es la interacción entre onda incidente y reflejada, dada la disposición del límite norte de la cuenca frente a la dirección de la propagación de la onda de marea. El máximo de la costa de Yugoslavia es debido a la amplitud singular que presenta la marea en la zona costera como consecuencia de la cadena de islas paralelas a la misma [294].
- Aparece un mínimo ($R = 0.06$), significando dos pleamares y bajamares de magnitud similar, en el Golfo de Gabes, como consecuencia de la máxima amplitud de las componentes semidiurnas debido a interacciones no lineales en una región de baja batimetría.
- Finalmente, en la zona de Tobruk Bardia se encuentra un régimen semidiurno casi puro ($R = 0.01$), debido al máximo de amplitud de las componentes semidiurnas y un valor por debajo del nivel de ruido de las observaciones en las diurnas.

Para comparar estos resultados con los que se obtienen a partir de modelos oceánicos, hemos obtenido el régimen de marea proporcionado por el modelo de interpolación hidrodinámica NSWG desarrollado por Schwiderski (figura 4-33). Como se puede apreciar en ella, la distribución del régimen de marea es muy similar, si bien los modelos NSWG no proporcionan

el régimen en el Mar Mediterráneo. Aparte de este hecho, la principal diferencia estriba en que la variación de R en los modelos NSWC no es acorde a la dirección de la dorsal oceánica. Este hecho está en concordancia con la distribución de la amplitud de los modelos NSWC para las componentes K_1 , O_1 , M_2 y S_2 (figura 4-34). Además, los modelos NSWC aparece un punto con régimen mixto en el océano Atlántico, con coordenadas aproximadas 38°W y 50°N . Este punto coincide con los puntos anfibrómicos de las componentes M_2 y S_2 que presentan estos mismos modelos.

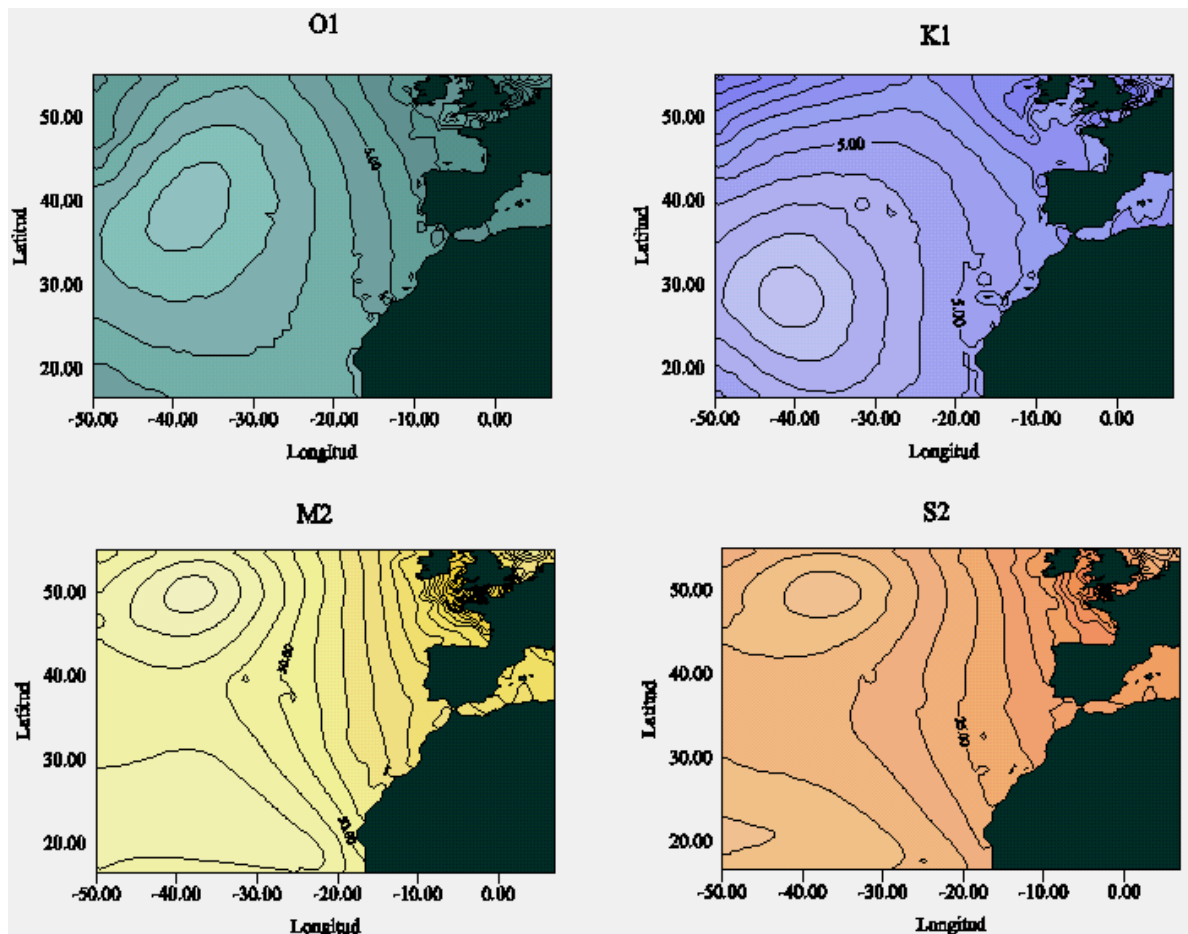


Figura 4-34: Amplitud en el modelo NSWC de las componentes K_1 , O_1 , M_2 y S_2 .

En orden a estudiar la distribución en el Mediterráneo del régimen de marea determinado a partir de modelo oceánicos, hemos representado en la figura 4-35 el determinado a partir de

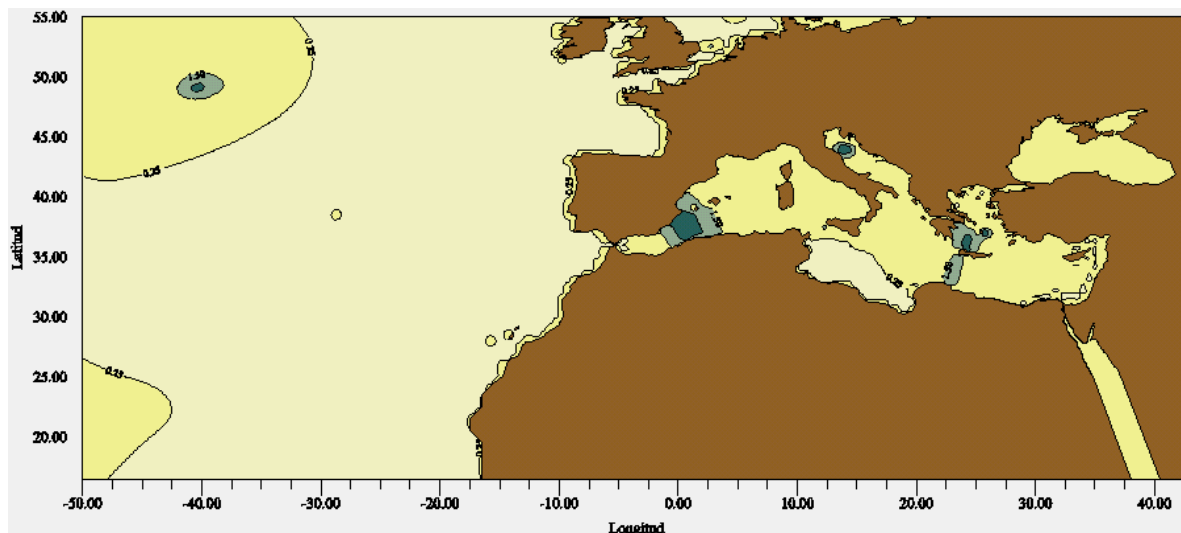


Figura 4-35: Régimen de marea determinado a partir del modelo FES95.

los modelos FES95. Como se puede observar, en el Atlántico la distribución es muy similar a la de los modelo NSWC. El cambio de régimen paralelo a la costa refleja la imperfecta adaptación de los modelos a la línea de la costa, debido al tamaño de la red de discretización. La principal diferencia entre los resultados obtenidos con los modelos NSWC y los obtenidos con el modelo FES95 está en que este último no modeliza algunas cuencas cerradas, por lo que no proporciona valores del régimen en el Mar Mediterráneo. Por una parte, se aprecia los máximos balear y Adriático, si bien este último está desplazado respecto al determinado empíricamente, lo que puede ser debido a la ausencia de datos altimétricos en aguas someras. Así mismo, está también presente el mínimo del Golfo de Gabes y el de las costas sur-orientales. Por otra parte, aparece un nuevo máximo en las Islas Cíclades, que podría estar debido a la existencia en la zona de una gran cantidad de islas. Todos estos resultados muestran la consistencia de los modelos empíricos y los determinados a partir de cartas oceánicas.

4.9.2 Edad de la marea y de la paralaje

Como complemento al estudio del régimen de mareas, hemos determinado el factor denominado clásicamente edad de la marea. Esta proporción se introduce para representar el tiempo transcurrido desde que la Tierra, la Luna y el Sol se encuentran en conjunción u oposición y

el valor máximo de marea equinoccial local, que generalmente gira en torno a 1-2 días y que varía de un emplazamiento a otro, como fue establecido por Plinio el Viejo en el año 77 d.C. Este autor atribuyó la causa del retardo “al efecto de que lo que ocurre en los cielos es sentido después de un corto intervalo, tal como observamos los truenos y los relámpagos” [104]. Por otra parte, fue considerada ya en las primeras tablas de marea, como las tablas chinas del río Chhien-Thang, del s. XI, o las primeras tablas para aguas europeas “Flod at London Bridge”, incluidas en un manuscrito del S. XIII que actualmente se conserva en el Museo Británico [44].

Newton, en 1687, pensó que la causa de este intervalo de tiempo entre la lunación y la mayor pleamar era la inercia del agua, mientras que Daniel Bernoulli, en 1740, reviviendo la teoría de Plinio el Viejo, lo achacó al tiempo que llevaba a la gravedad alcanzar la Tierra, teniéndolo en cuenta en la construcción de tablas de marea. En 1799, Laplace señaló que la edad de la marea se puede expresar en términos de la diferencia de fase de las mareas lunares y solares que subyacen a las fuerzas. Explicó la diferencia de fase de las dos componentes suponiendo que cada una se propaga a lo largo de un canal imaginario desde una región donde era dominante. T. Young observó, en 1823, la similitud entre la respuesta oceánica a una fuerza y la respuesta de un oscilador armónico mecánico amortiguado [234]. En 1845, Airy encontró un aumento de la fase con la frecuencia al estudiar la marea en canales, incluyendo el efecto de la fricción. Lamb dudó, en 1932, de que el desfasaje y su variación con la frecuencia fueran lo suficientemente importantes para justificar el retardo, ya que estudió estos efectos en un canal ecuatorial y en latitudes bajas es necesaria una gran profundidad para que se produzca resonancia.

El término “edad de la marea” fue empleado por primera vez en 1833 por Whewell, ya que pensaba que la mayor pleamar tenía lugar con la lunación en los mares del sur y que el retardo se debía al tiempo que tardaba en viajar hasta las costas de Europa. Posteriormente ha sido también designado como “edad de la desigualdad de fase” por Wood o “retardo equinoccial” por Dehant [84], aunque generalmente es denominada “edad”.

Si se consideran sólo las dos componentes semidiurnas de mayor amplitud, M_2 y S_2 , de origen lunar y solar respectivamente, el nivel del mar estaría representado por

$$\zeta_p = Z_0 + H_{M_2} \cos(\omega_1 t - \phi_{M_2}) + H_{S_2} \cos(\omega_0 t - \phi_{S_2})$$

donde ω_1 y ω_0 representan las velocidades angulares y ϕ_{M_2} y ϕ_{S_2} la fase inicial respecto a Greenwich menos el desfase observado, de M_2 y S_2 respectivamente. Es $H_{M_2} > H_{S_2}$ y $\omega_0 > \omega_1$. Consideramos que $t = 0$ si la Tierra, el Sol y la Luna están en conjunción u oposición y denotamos el ángulo θ como el ángulo que verifica

$$\theta = (\omega_1 - \omega_0)t + (\phi_{S_2} - \phi_{M_2})$$

Entonces es

$$\begin{aligned}\zeta_p &= Z_0 + (H_{M_2} + H_{S_2} \cos \theta) \cos(\omega_1 t - \phi_{M_2}) + H_{S_2} \sin \theta \cos(\omega_1 t - \phi_{M_2}) \\ &= Z_0 + \alpha' \cos(\omega_1 t - \phi_{M_2} - \beta')\end{aligned}$$

donde

$$\alpha' = (H_{M_2}^2 + 2H_{M_2}H_{S_2} \cos \theta - H_{S_2}^2)^{1/2} \quad \text{tg } \beta' = \frac{H_{S_2} \cos \theta}{H_{M_2} + H_{S_2} \cos \theta}$$

A partir de esta última expresión, se observa claramente que los valores máximos de ζ_p se producen cuando $\cos \theta = 1$ y son $Z_0 + (H_{M_2} + H_{S_2})$ y $Z_0 - (H_{M_2} + H_{S_2})$. Los valores mínimos de ζ_p tienen lugar cuando $\cos \theta = -1$ y estos valores son $Z_0 + (H_{M_2} - H_{S_2})$ y $Z_0 - (H_{M_2} - H_{S_2})$. El tiempo del máximo de marea tras la conjunción o la oposición está dado por $\theta = 0$, es decir, debe ser

$$(\omega_1 - \omega_0)t_{\max} + (\phi_{S_2} - \phi_{M_2}) = 0 \quad \implies \quad t_{\max} = \frac{\phi_{S_2} - \phi_{M_2}}{\omega_1 - \omega_0}$$

Teniendo en cuenta que $\omega_1 - \omega_0 = 1.016$, se determina la edad de la marea semidiurna, en horas, como

$$\frac{\phi_{S_2} - \phi_{M_2}}{1.016}$$

donde ϕ_{M_2} y ϕ_{S_2} están expresados en grados. Garrett y Munk sugirieron que se podía calcular

una edad de la marea diurna a partir de K_1 y O_1 , como

$$\frac{\phi_{K_1} - \phi_{O_1}}{1.1}$$

donde ϕ_{K_1} y ϕ_{O_1} son las fases iniciales respecto a Greenwich menos el desfase observado (en grados) , 1.1 es la diferencia entre las velocidades angulares de K_1 y O_1 [104, 84] y el resultado está expresado en horas.

Debido a la influencia de la componente térmica, de frecuencia idéntica a la de S_2 , en la determinación de la edad de la marea semidiurna, algunos autores prefieren considerar en su lugar la componente N_2 y definir una nueva constante, la edad de la paralaje, en horas, como

$$\frac{\phi_{M_2} - \phi_{N_2}}{0.544}$$

donde ϕ_{M_2} y ϕ_{N_2} son las fases iniciales respecto a Greenwich menos el desfase observado (en grados) y 0.544 es la diferencia entre las velocidades angulares de N_2 y M_2 [104, 84]. Wimbush encuentra, en 1965, que el valor promedio de la edad de la paralaje es aproximadamente la mitad que el valor de la edad de la marea semidiurna [104].

Si nos fijamos en las expresiones que proporcionan la edad de la marea y de la paralaje, vemos que están determinadas por las diferencias de fase entre armónicos. Pues bien, si tenemos en cuenta la fase teórica de los armónicos considerados, encontramos que este retardo se debe a la modulación en fase de los armónicos principales diurnos y semidiurnos introducida por componentes de largo periodo. En efecto, si como ya se indicó, s es la longitud eclíptica media de la Luna, h la longitud eclíptica media del Sol, p la longitud eclíptica media del perigeo lunar y t es el tiempo universal, entonces las fases teóricas de O_1 , K_1 , N_2 , M_2 y S_2 son $t - 2s + h$, $t + h$, $2t - 3s + 2h + p$, $2t - 2s + 2h$ y $2t$, respectivamente. Y las diferencias de fase de la edad diurna δ_d , semidiurna δ_{sd} y de la paralaje δ_p son

$$\delta_d = 2s \quad \delta_{sd} = 2s - 2h \quad \delta_p = s - p$$

Estos valores coinciden (excepto $+180^\circ$) con la fase de las componentes de largo periodo M_{sf} , M_f y M_m . La primera es la onda declinacional lunar, la segunda corresponde a la variación y

la tercera es la componente elíptica lunar.

Anteriormente ya hemos señalado algunas de las posibles causas de este retardo. La inercia no puede ser la única causa de este fenómeno, ya que en un sistema forzado que sólo tiene propiedades inerciales los distintos fenómenos están exactamente en fase o en contrafase con la función que origina el fenómeno, por lo que no se pueden dar valores distintos en diferentes emplazamientos. Por otra parte, la disipación de energía afecta a la respuesta de los océanos globales a una fuerza de marea, al permitir un cambio de fase con una variación en la frecuencia de la fuerza. Consecuentemente, variaciones rápidas del desfase con la frecuencia son características de osciladores mecánicos linealmente amortiguados próximos a la resonancia. Además, las variaciones rápidas observadas del desfase con la frecuencia son consistentes con respuestas del océano casi resonantes. Y las condiciones de “casi-resonancia” también están indicadas por la sensibilidad de modelos numéricos de mareas globales a pequeñas variaciones en las condiciones de contorno impuestas [234].

Garrett y Munk [104] se preguntaron por qué es generalmente mayor el desfase de S_2 que el de M_2 y, además, por qué ocurre una diferencia de desfase de varias decenas de grados siendo la diferencia de frecuencia tan pequeña. A fin de resolver el problema, estudiaron la edad de la marea semidiurna en 243 estaciones del Atlántico y 404 de los Océanos Pacífico e Índico. Explicaron este fenómeno por la variación del desfase con la frecuencia, siendo esto consecuencia de la fricción. Por otra parte, concluyen que las diferencias en la edad de la marea semidiurna pueden deberse a efectos radiacionales o a efectos resonantes del océano en una banda de frecuencia cercana a dos ciclos por día.

En 1973 Webb [327] estudió la distribución de la edad de la marea semidiurna con el objetivo de determinar la distribución geográfica de resonancias en los océanos mundiales. Señaló que los lugares en el mundo donde la edad de la marea es mayor coinciden con las regiones donde se concentra la disipación. Algunos de las conclusiones más importantes del trabajo de Webb son que la edad de la marea diurna en la mayor parte de los océanos está entre 0 y 60 horas, con una desviación típica de 10 horas entre estaciones cercanas; esta variación es, en gran medida, aleatoria, por lo que no es posible producir mapas con la edad de la marea; las regiones con valores de la edad mayores de 60 horas pueden o no estar asociados a fuertes desniveles topográficos; hay pocas regiones con edad de la marea negativa y ocasionalmente, las regiones

con valores de la edad de la marea extremos están asociados a amplitudes de S_2 menores de 5 cm. Otro trabajo presentado por Webb en el mismo año [328] estudia la relación entre valores negativos de la edad de la marea y fenómenos de resonancia en el Mar de Coral.

Kattsov [150], en su trabajo presentado en 1987, considera la distribución mundial de lo que denomina edades de la marea diurna, y que no es más que la relación entre las fases de $O_1 - K_1$, $O_1 - P_1$ y $K_1 - P_1$. Los resultados indican que algunos máximos de la edad están asociados a características batimétricas particulares y que hay algunas coincidencias entre estos máximos y amplitudes mínimas. Por otra parte, la edad diurna entre $O_1 - K_1$ y $O_1 - P_1$ son prácticamente iguales y la de $K_1 - P_1$ es aproximadamente la mitad.

El-Sabh *et al.* realizaron en 1987 y 1989 dos trabajos donde estudiaban la distribución de la edad de la marea diurna y de la edad de la paralaje en los océanos Atlántico, Pacífico, Índico y Ártico, a partir de datos de más de 1000 estaciones distribuidas uniformemente a lo largo de las costas abiertas [84, 85]. Señalan que en la mayoría de los océanos mundiales, la edad de la marea y de la paralaje están entre 0 y 2 días, siendo el valor medio para el Atlántico de 33 horas para la primera. Encuentran valores tanto positivos como negativos en la edad de la marea diurna, semidiurna y de la paralaje, tomando la primera valores comprendidos entre -8 y 7 y las dos últimas entre -7 y 8 días. Respecto al Océano Atlántico, los valores de la edad de la marea semidiurna y de la paralaje son generalmente positivos, en la diurna son, mayoritariamente, negativos. Señalan que la parte este es más uniforme que la oeste, y creen más probable que los valores extremos positivos y negativos estén más asociados a un incremento o descenso rápido de la razón entre las amplitudes de S_2 y M_2 que a la batimetría, como señaló Webb.

Como la respuesta del océano ante una fuerza de una frecuencia determinada depende de ésta, normalmente el desfase de S_2 , K_1 y M_2 es mayor, respectivamente, que el de M_2 , O_1 y S_2 , ya que la frecuencia de las primeras componentes es mayor que la de las segundas. Luego las “edades” son positivas normalmente, aunque pueden tener valores negativos. Cuando esto ocurre puede deberse a dos factores: la fase de S_2 (K_1 o M_2) es próxima a 0° y la de M_2 (O_1 o S_2) a 360° , o bien realmente es menor la fase de S_2 (K_1 o M_2) que la de M_2 (O_1 o S_2). El numerador es una diferencia de fases, por lo que parece lógico sumar 360° en el caso de que sea negativa, procedimiento empleado en habitualmente cuando se trabaja con fases. Esto significa que, en cierto modo, la edad de la marea semidiurna, diurna y de la paralaje tienen un

“periodo” de 14.76, 13.64 y 27.73 días respectivamente. Por otra parte, un valor negativo de la edad de la marea equivale a un gran desfasaje entre la lunación y el máximo de las pleamares, o, lo que es lo mismo, que “la mayor pleamar tiene lugar, aparentemente, antes de la Luna Llena o Nueva”. Pero un procedimiento general seguido al estudiar la edad de la marea es considerar las fases entre -180° y 180° [104, 327], aunque este hecho no siempre ha sido tenido en cuenta; por ejemplo, El-Sabh *et al.* consideran para la edad de la marea diurna valores de -8 días [84, 85]. Debido a estas consideraciones, en este trabajo vamos a considerar valores de la edad de la marea diurna entre ± 7 días, para la semidiurna entre ± 8 días y para la edad de la paralaje entre ± 14 días.

Un estudio detallado de casi 500 estaciones situadas en el Atlántico Norte y Mediterráneo ha mostrado que la mayoría de las estaciones con edad de la marea negativa son estaciones donde la fase de la componente de menor frecuencia está cercana a 360° y la fase de la componente de mayor frecuencia está cercana a 0° . Este hecho apoya el “convenio” anterior, ya que la edad de la marea de estas estaciones tendría un valor negativo que en valor absoluto sería mucho mayor que el de las estaciones donde las fases dependen inversamente de la frecuencia, que son realmente las “singulares”.

En primer lugar, hemos determinado, a partir de la tabla 4-11, la edad de la marea diurna, semidiurna y de la paralaje para las estaciones E1, E2, E3, B1 y B3, cuyos resultados, en días, se muestran en la tabla 4-31.

	E1	E2	E3	B1	B3	Santander
Edad diurna	4.05	3.96	4.04	4.05	4.13	-6.08
Edad semidiurna	1.30	1.32	1.32	1.33	1.32	1.61
Edad paralaje	1.51	1.74	1.43	1.74	1.63	1.14

Tabla 4-31.

En las estaciones del Puerto del Musel, la edad de la marea diurna está en torno a 4, la semidiurna en torno a 1 y la edad de paralaje en torno a 2, valores que concuerdan con los valores obtenidos en el modelo empírico que se muestra a continuación. Las diferencias son pequeñas, de 4 minutos y 5 segundos en la edad diurna y de 7 minutos y 26 segundos para

la edad de la paralaje. Aunque el error cuadrático medio obtenido en la determinación de las constantes armónicas permite una diferencia de 51 segundos en la edad diurna, 17 en la semidiurna y 49 en la de la paralaje, y estos valores son ligeramente superiores, no se pueden considerar significativos, ya que pueden estar debidos a características locales.

En la estación secundaria de Santander, el valor de la edad de la marea semidiurna es ligeramente superior al de Gijón. La edad de la paralaje es ligeramente inferior. Sin embargo, las mayores diferencias las presenta el valor de la edad de la marea diurna. Este hecho pone de manifiesto la importancia de las características regionales en estos parámetros no armónicos y su influencia sobre la propagación de la marea. La amplitud de las componentes diurnas en Santander es ligeramente inferior que en Gijón, lo que está en concordancia con lo afirmado por Kattsov [150]. Además, estos resultados, muestran que no es válida para la edad de la marea diurna la afirmación de Webb sobre la desviación típica de 10 horas entre estaciones cercanas en la banda semidiurna [327].

Como en el régimen de marea, hemos realizado una determinación de la edad de la marea (diurna y semidiurna) y de la edad de la paralaje utilizando las observaciones de la Base Mareográfica BAMAG01, incluyendo las observaciones pelágicas proporcionadas por el IAPSO, de donde se han eliminado las estaciones de las que se tuviera sospechas sobre la corrección de los datos (indicado por el IAPSO). En la tabla 4-32 se ha tabulado la distribución de la edad de la marea, aproximando al entero más cercano, datos que han sido representados gráficamente en la figura 4-36.

El cálculo de la edad de la marea diurna se realizó en base a un total de 447 estaciones en el Atlántico Norte y Mediterráneo. Los valores empíricos obtenidos varían entre -6.7 y 6.62 , su valor medio es 2.19 días y la desviación típica es 2.67 días. La edad de la marea semidiurna fue determinada a partir de un total de 456 estaciones en el Atlántico Norte y Mediterráneo, variando los valores así obtenidos de -7.34 a 6.95 , con una desviación típica de 0.94 días y valor medio de 1.12 días. Con un total de 300 estaciones en las mismas zonas, en las que se había obtenido valores para M_2 y N_2 , se determinó la edad de la paralaje. El rango de variación de esta edad es de -8.78 a 7.27 , con un valor medio de 1.23 días, lo que no concuerda con lo encontrado por Wimbush relativo al valor medio de la edad de la marea diurna y de la edad de la paralaje. La desviación típica de los datos es de 1.04 días. Por otra parte, la

distribución de las edades muestra que el valor de 1 día es claramente predominante en la edad semidiurna; en la edad de la paralaje predominan 1 y 2 días, mientras que en la edad diurna los valores predominantes, 0 y 4 días, no son correlativos, por lo que aumenta el valor de la desviación típica. Además, el valor de 4 días es claramente mayor que el de las otras edades. Estos resultados concuerdan con los presentados en [104, 327, 84, 85].

Valor	Edad diurna	Edad semidiurna	Edad paralaje
-9	-	-	1
-8	-	0	0
-7	7	2	0
-6	4	1	0
-5	4	0	1
-4	1	1	0
-3	5	1	1
-2	7	0	3
-1	10	1	1
0	87	51	20
1	67	309	155
2	22	79	113
3	36	9	2
4	122	0	1
5	52	1	1
6	20	0	0
7	6	1	1
8	-	0	0
9	-	-	0
Total	446	456	300

Tabla 4-32: Distribución de la edad de la marea diurna, semidiurna y de la paralaje a partir de las estaciones de la base BAMAG01.

La distribución geográfica de los valores anteriores se presenta en las figuras 4-37, 4-38 y

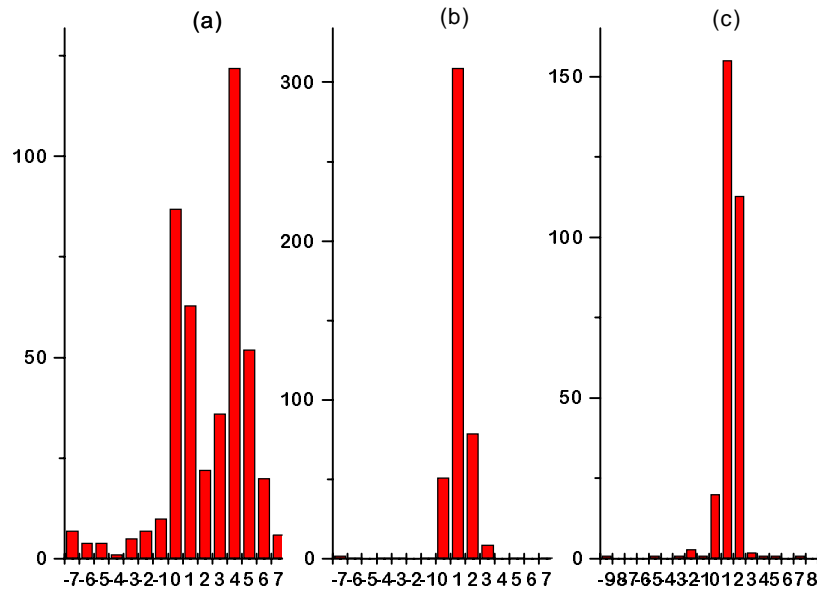


Figura 4-36: Frecuencia con que se han obtenido los valores de la edad de la marea diurna (a), semidiurna (b) y de la paralaje (c).

4-39, donde se puede observar que

- La edad de la marea diurna presenta valores mínimos en el Golfo de Gabes y en el Canal de la Mancha. Su valor máximo se sitúa en puntos aislados del Atlántico, prácticamente en la zona donde está situada la línea que une los puntos anfidrómicos de los modelos.
- La distribución de la edad semidiurna es bastante regular. Su valor mínimo tiene lugar en la costa oeste de Inglaterra, en Holanda y en el sur de Cerdeña. El máximo se da en el Golfo de Gabes y en zonas pelágicas del Atlántico.
- La edad de la paralaje tiene su máximo en las Baleares y en puntos pelágicos aislados del Atlántico. Su mínimo se produce en el Golfo de Gabes, lo que significa que la fase de M_2 es mayor que la de N_2 , en contra de lo que se podría suponer. Esto también ocurre con K_1 y O_1 , pero no con S_2 y M_2 , lo que muestra que debe haber algún otro factor que no sea la batimetría (figura 4-40) que modifica las fases.
- La edad de la marea diurna tiene un valor superior a 4 días en amplias regiones del

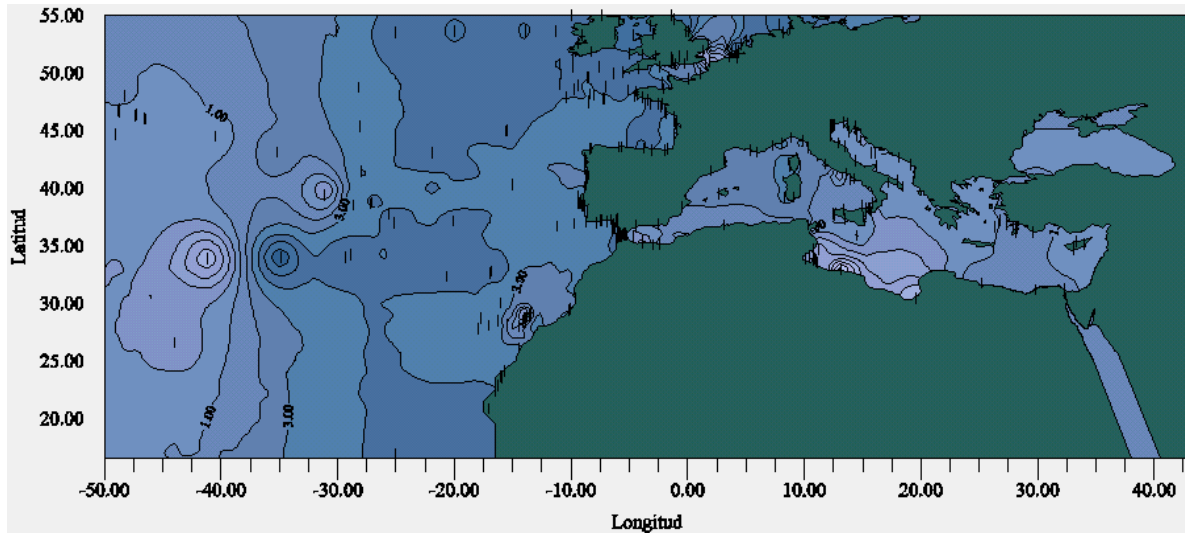


Figura 4-37: Modelo empírico de la edad de la marea diurna en el Atlántico Norte (en días).

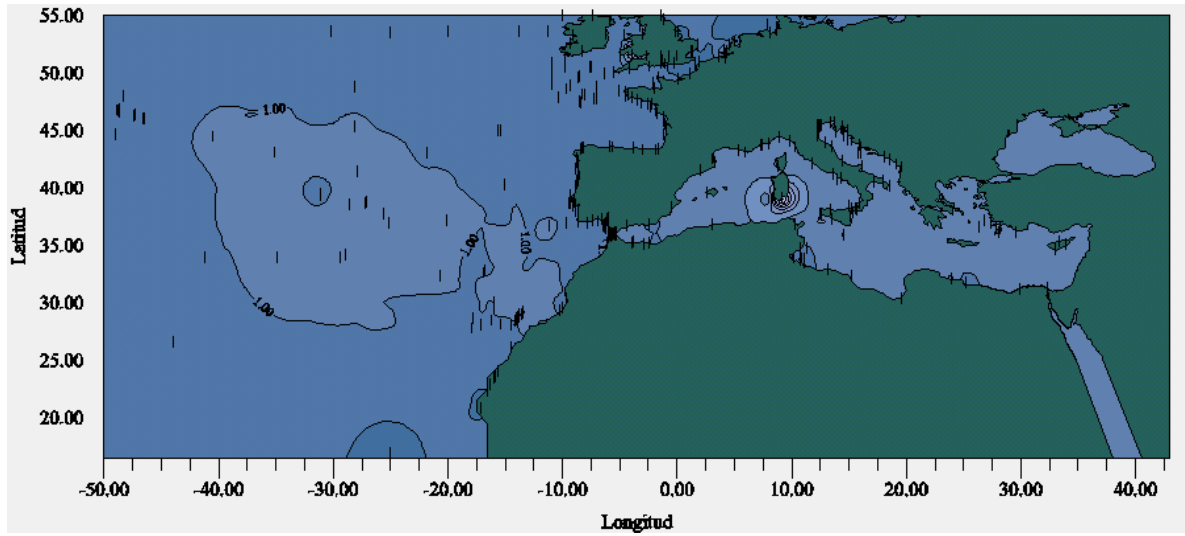


Figura 4-38: Modelo empírico de la edad de la marea semidiurna en el Atlántico Norte (en días).

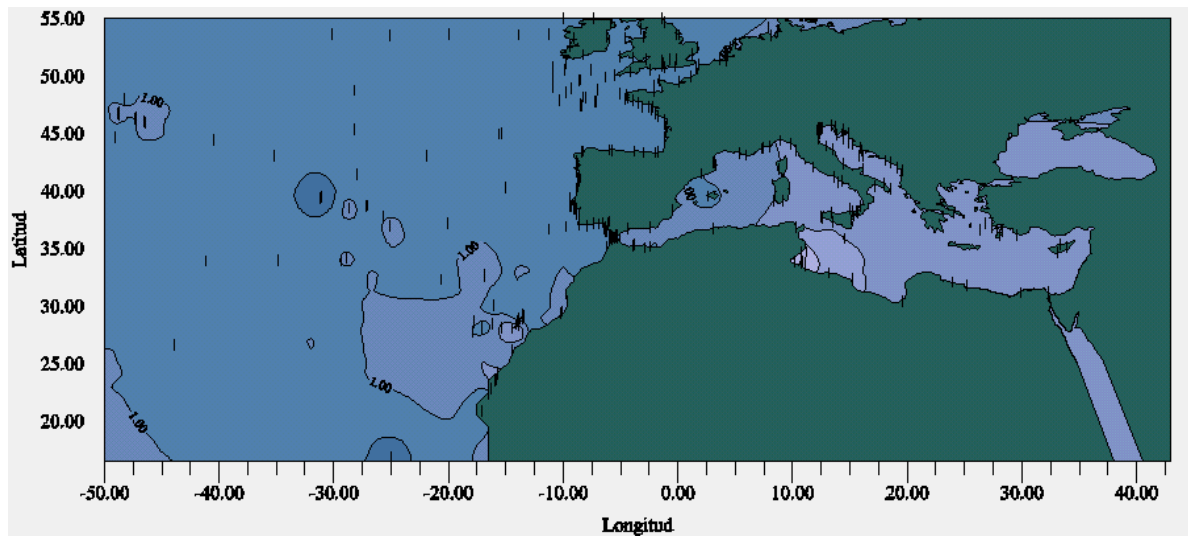


Figura 4-39: Modelo empírico de la edad de la paralaje en el Atlántico Norte (en días).

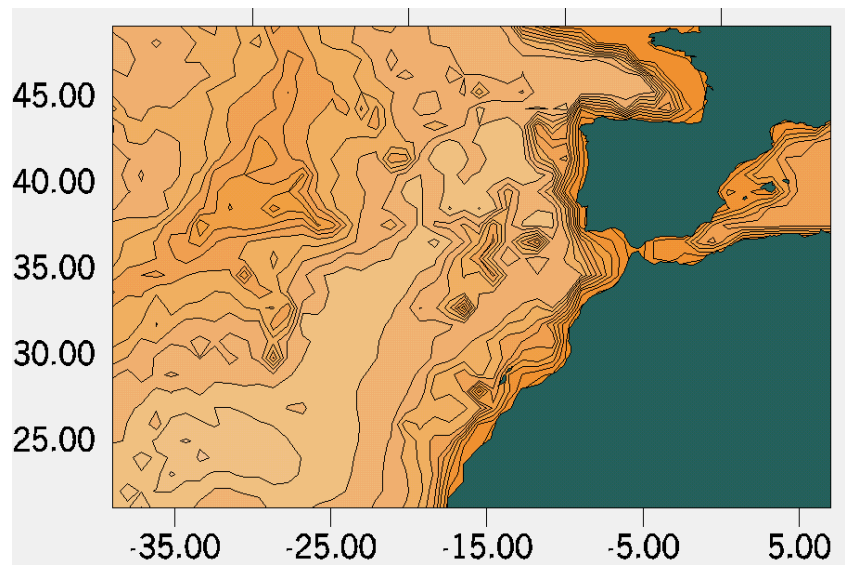


Figura 4-40: Batimetría del Atlántico Norte según el modelo de Sandwell y Smith.

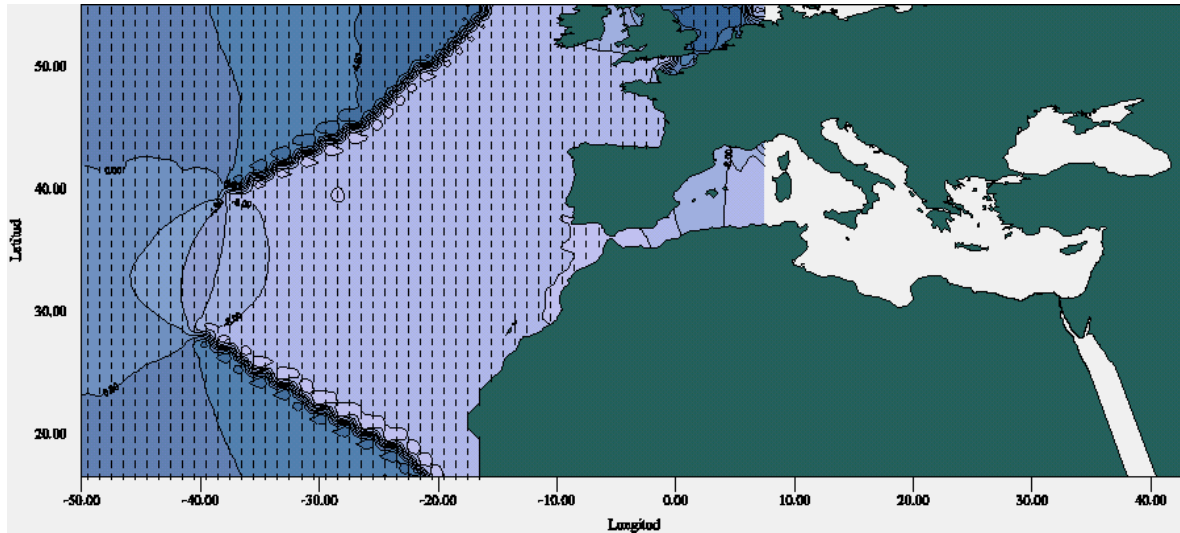


Figura 4-41: Edad de la marea diurna en el Atlántico Norte a partir de los modelos oceánicos NSWG.

Atlántico, a la vez que se produce un cambio de signo en la región situada sobre la dorsal oceánica.

- En el Canal de la Mancha, la edad de la marea diurna se distribuye en franjas perpendiculares a la costa, lo que no ocurre con la edad semidiurna o de la paralaje.
- Tanto la edad semidiurna como la de paralaje presentan el mismo punto aislado en zonas pelágicas del Atlántico donde el valor es superior al de su entorno. Puede tratarse de una observación singular o de una determinación errónea de las constantes armónicas.

A continuación hemos representado la edad de la marea diurna, semidiurna y de la paralaje según los modelos NSWG (figuras 4-41, 4-42 y 4-43), muy similares a los presentados por Kattsov para esta región [150]. Estos resultados son esencialmente distintos de los anteriores. En primer lugar nos gustaría señalar que aunque aparentemente se produce un cambio de la edad de la marea, este cambio no es tal, sólo es consecuencia de la “periodicidad” de la misma. Se puede observar que la marea diurna parece “girar” en torno a dos puntos del Atlántico Norte, que coinciden con los anfidromos de O_1 y K_1 de estos modelos (figura 4-34). Presenta valores superiores a 4 en amplias regiones del Atlántico y, además, en el Canal de la Mancha

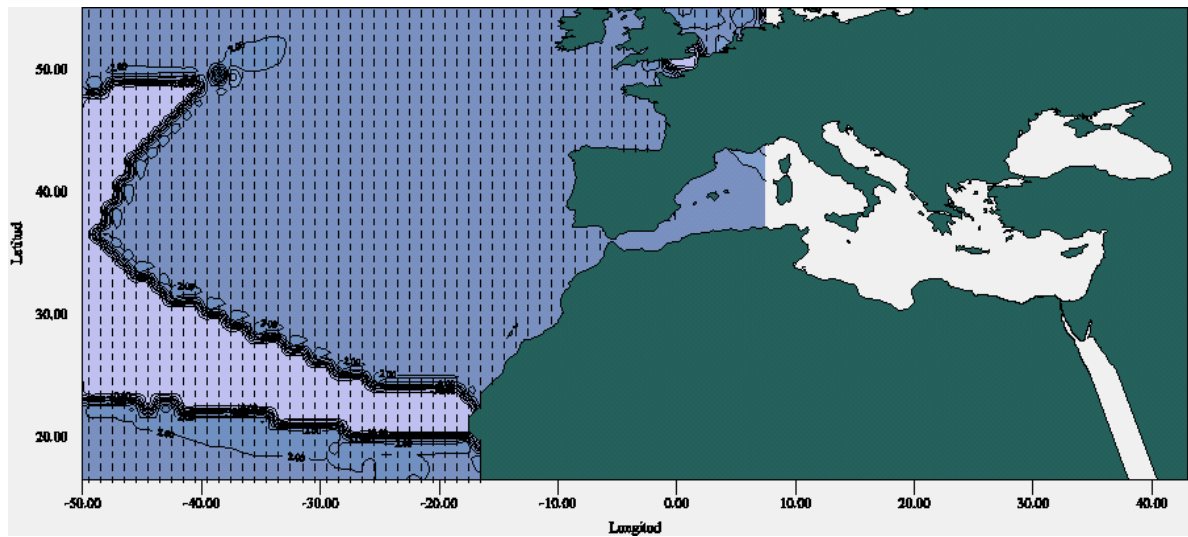


Figura 4-42: Edad de la marea semidiurna en el Atlántico Norte a partir de los modelos oceánicos NSW.

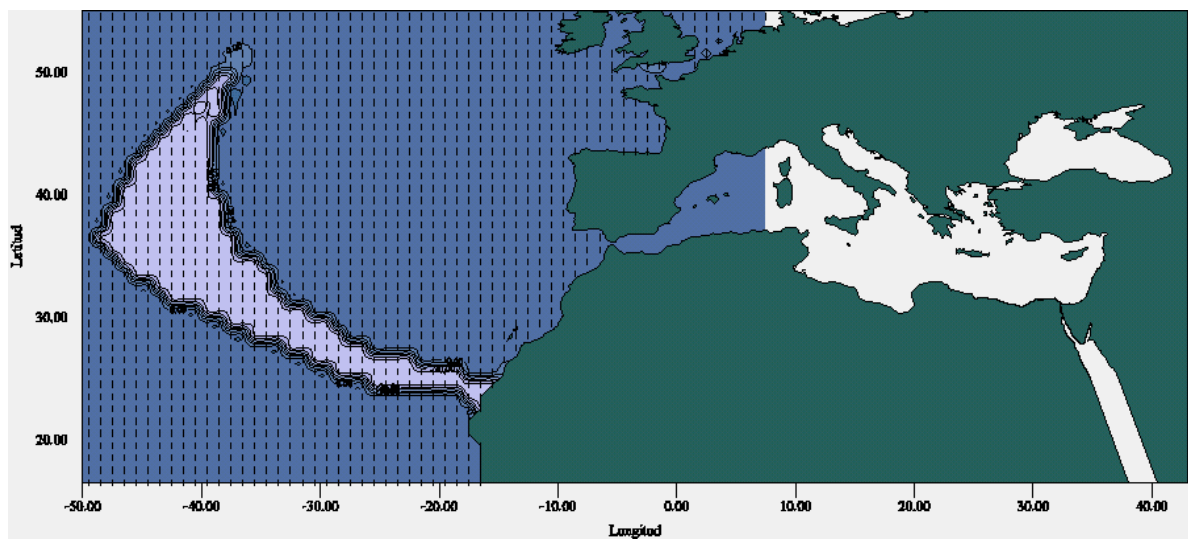


Figura 4-43: Edad de la paralaje en el Atlántico Norte a partir de los modelos oceánicos NSW.

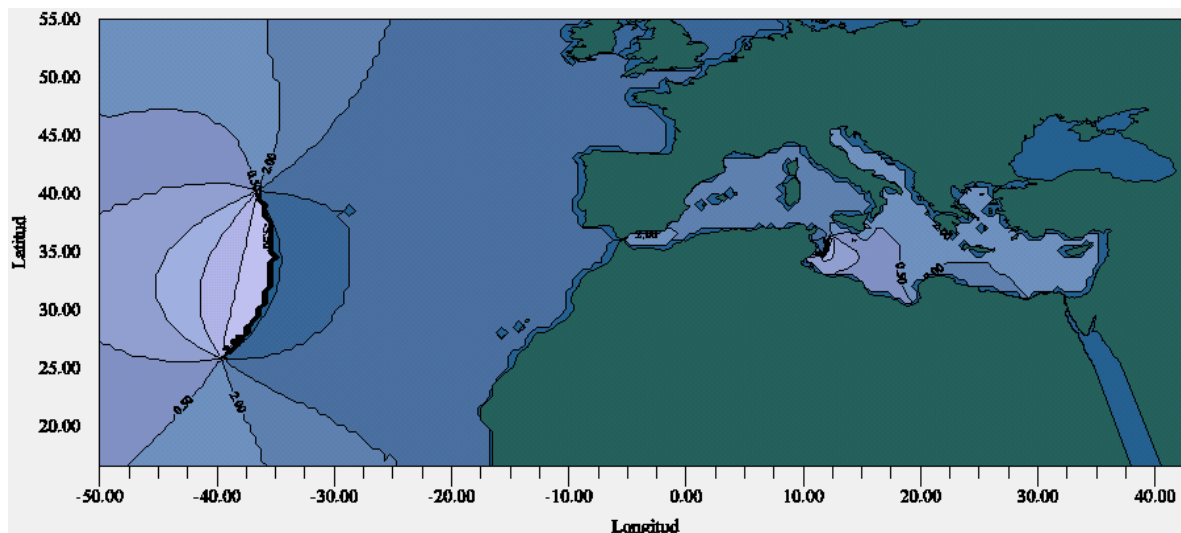


Figura 4-44: Edad de la marea diurna en el Atlántico Norte y Mediterráneo a partir de los modelos oceánicos FES95.

se distribuye de forma paralela a la costa. La edad de la marea semidiurna y de la paralaje presentan una zona en el Atlántico, no coincidente, donde la edad de la marea cambia y que es consecuencia de los anfidromos de M_2 , S_2 y N_2 .

Una distribución muy similar se puede observar en la edad de la marea diurna, semidiurna y de la paralaje determinadas a partir de los modelo FES95 y representadas en las figuras 4-44, 4-45 y 4-46 respectivamente. De nuevo, la línea paralela a la costa diferencia las zonas donde el modelo no proporciona datos y no supone un cambio de edad de la marea. La principal diferencia entre estos modelos y los anteriores reside en que en aquí está incluido el Mar Mediterráneo, donde la distribución es bastante similar a la obtenida basándonos en datos empíricos. Por ejemplo, en la edad diurna y en la edad de la paralaje está presente el mínimo del Golfo de Gabes. Sin embargo, en la edad semidiurna no está presente ni el máximo de Gabes pero sí el mínimo de Cerdeña. Además, se observa un mínimo en torno al Peloponeso. Estas diferencias, presentes en zonas costeras, pueden estar debidas a errores asociados a los datos altimétricos en aguas poco profundas. Por otra parte, en el Atlántico se aprecian las posiciones de los anfidromos de M_2 , S_2 y N_2 en la edad de la marea semidiurna y en la edad de la paralaje.

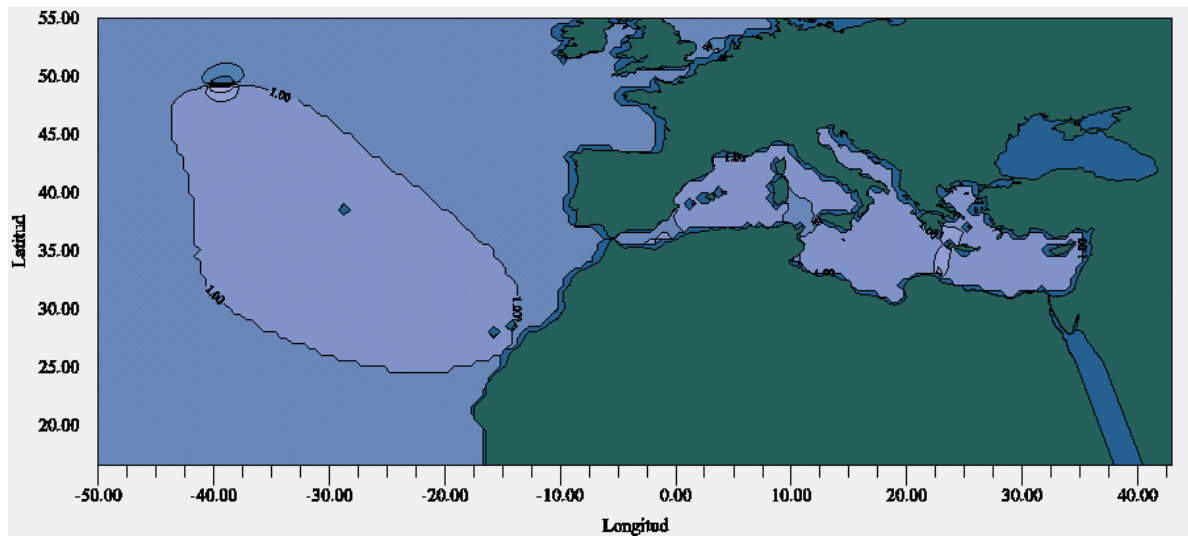


Figura 4-45: Edad de la marea semidiurna en el Atlántico Norte y Mediterráneo a partir de los modelos oceánicos FES95.

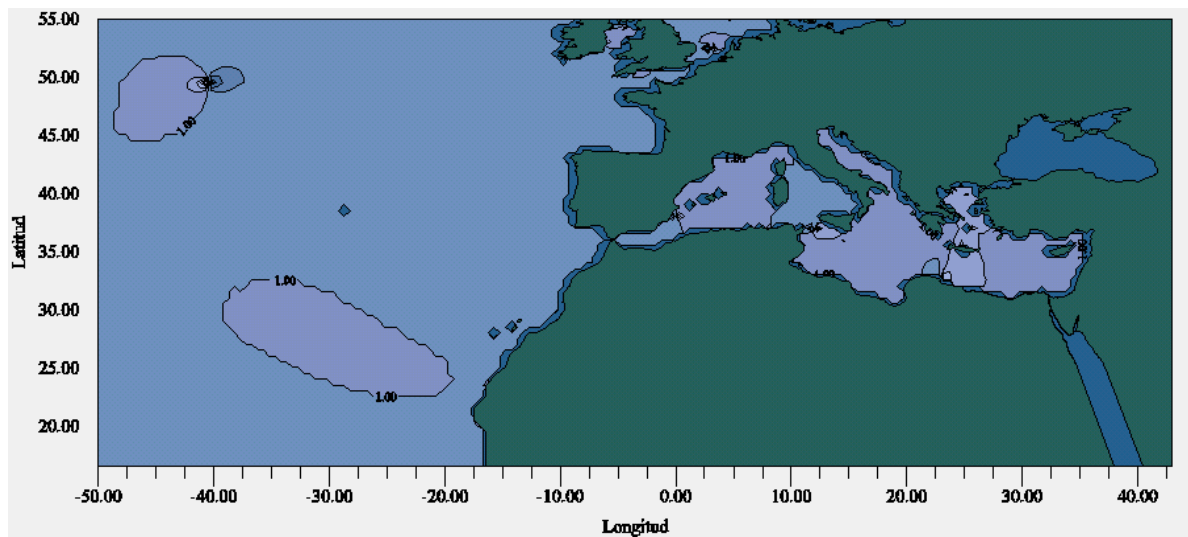


Figura 4-46: Edad de la paralaje en el Atlántico Norte y Mediterráneo a partir de los modelos oceánicos FES95.

4.9.3 Unidad de Altura y Establecimiento del Puerto

Finalmente, hemos considerado de interés práctico determinar la Unidad de Altura y Establecimiento del Puerto, dada su utilización en navegación costera. Estos dos parámetros intervienen en el cálculo de horas y alturas de marea por el método de Laplace, también denominado “de las constantes no armónicas” [167, 139]. Sin embargo, es necesario advertir que este método, de escasa precisión, sólo es utilizable en puertos de régimen semidiurno, y siempre que no sea posible la predicción exacta (con precisiones del orden del centímetro) mediante técnicas de reconstrucción de la señal, basadas en un elevado número de constantes armónicas. Este problema es común en numerosos puntos de nuestras costas, debido a la ausencia de observaciones mareográficas prolongadas.

Como indicábamos en el Capítulo 2 de esta memoria, se define la Unidad de Altura (U) como “la altura sobre el nivel medio que alcanza la primera pleamar después del paso de la Luna por el meridiano del punto de observación, cuando el Sol y la Luna se encuentran en el Ecuador, a las distancias medias \bar{c}_S y \bar{c}_L , y pasando los dos astros en el mismo instante por el meridiano”. De la misma forma, definíamos el Establecimiento del Puerto (EP) como “la diferencia entre la hora de la pleamar y el paso de la Luna por el meridiano, cuando ambos astros están en el Ecuador celeste, a distancias medias y pasando los dos en el mismo instante por el meridiano”.

	Gijón E2		Santander	
M_2	132.14	91.64	128.82	99.82
S_2	46.13	123.97	44.09	134.32
Z_0	238.26 cm		230.68 cm	
U	198.55 cm		192.23 cm	
EP	$2^h 51^m .47$		$3^h 9^m .22$	

Tabla 4-33

De las definiciones anteriores se deduce que la Unidad de Altura y el Establecimiento del Puerto son la amplitud y desfase de la suma de las dos ondas principales semidiurnas lunar y solar, es decir, M_2 y S_2 . Así, teniendo en cuenta la diferencia $[2(s - h)]_{t_0} = -18^\circ.525$

entre las fases iniciales teóricas de estos dos constituyentes, la velocidad angular horaria $\omega = 29^\circ.322733/h$ resultante de la composición de los dos armónicos, y los valores tomados por amplitudes y desfases, hemos calculado estos dos parámetros de naturaleza práctica en las estación Gijón E2 y Santander, que incluimos en la tabla 4-33. Listamos en ella también $Z_0 (1.20U)$, ya que es utilizado para fijar el Datum Hidrográfico $(a, f; \phi, \lambda, Z_0)$, al que se refieren las alturas de marea y las sondas de las cartas náuticas. En los resultados que presentamos se observa la variación que han sufrido estas constantes no armónicas con el tiempo, al ser función de constituyentes afectados por la superposición de diversos fenómenos. Las mayores diferencias se aprecian en la estación de Santander, que podrían ser debidas al continuo dragado de la Bahía. Destacamos, además, el hecho de que los valores estándar adoptados por los Servicios Hidrográficos han permanecido invariables en las sucesivas ediciones de las “Tablas de Marea” [139, 2, 3], a pesar de la modificación en las mismas de los parámetros de marea que definen M_2 y S_2 .

Capítulo 5

Variaciones ocasionadas por fenómenos atmosféricos directos

5.1 Introducción

El problema de la determinación del nivel del mar está, en gran medida, ligado a la acción de la atmósfera sobre el océano. No en vano, gran parte de la variabilidad presente en diversas estimaciones del nivel medio está ocasionada, incluso habiendo sido eliminadas parcialmente, por perturbaciones atmosféricas. Superpuestos especialmente a los ciclos de marea de largo periodo, y de carácter no tan regular como éstos, las fluctuaciones conducidas por presión, viento y calentamiento solar originan generalmente los desplazamientos de mayor magnitud entre los periodos diarios y decenales. Consecuentemente, su estudio y determinación es de vital importancia para el establecimiento de una superficie de nivel con el menor nivel de ruido posible.

Diversos autores [109, 29, 203] plantean un enfoque unificador de la dinámica del océano y de la atmósfera, ya que es un hecho evidente que un gran número de fenómenos similares se observan en ellos de forma simultánea como, por ejemplo, corrientes oceánicas a escala planetaria y circulación general atmosférica. Además, ambos medios están en contacto tanto entre ellos como con la corteza a través de una capa límite, ocasionándose disipación de energía por fricción al tratarse de medios viscosos. El océano experimenta esta disipación tanto con la litosfera en su parte inferior como con la atmósfera en su parte superior. Respecto a la

atmósfera, está en contacto con el océano y con la corteza terrestre, además de delimitar, de alguna forma, la Tierra respecto al espacio exterior, englobando las masas y como catalizador de los muchos fenómenos que tienen lugar en su superficie. Adicionalmente, debido a que ambos medios son fluidos, la interacción entre las capas frontera ocasiona una cantidad importante de efectos manifestados de formas diversas.

Esquemáticamente, se puede decir que la principal fuerza conductora del sistema océano-atmósfera es la temperatura. Y es que la circulación de la atmósfera y del océano no puede entenderse sin considerar este parámetro. Según Halley, la distribución de temperatura puede interpretarse, de forma simplificada, como una “competición” entre el Sol, que trata de calentar más los trópicos que los polos (creando así contrastes “horizontales”) y la gravedad, que intenta eliminar estos contrastes de forma que el fluido más caliente cubra al más frío [211]. Este proceso es complicado, invariablemente, por diversos procesos, como la rotación de la Tierra, la variación del ángulo entre el vector gravedad y el eje de rotación y diferencias entre las propiedades de aire y del agua.

Por otra parte, no se puede entender el sistema océano-atmósfera sin conocer las fuerzas actuantes. En primer lugar, los movimientos de rotación y de traslación de la Tierra producen variaciones de temperatura y, por lo tanto, variaciones de presión como consecuencia del reajuste. Por estos movimientos también se producen corrientes geostróficas, que son el origen de diversos fenómenos convectivos. En estrecha relación están las variaciones en la radiación intrínseca solar, ocasionando variaciones en el calentamiento de la Tierra. Además, al actuar la fuerza primaria de mareas se producen variaciones periódicas de presión, que se pueden expresar como combinación lineal de armónicos. Otro efecto a considerar son las variaciones en el campo magnético terrestre, que producen variaciones en la ionosfera. Aquí de nuevo hay que tener en cuenta que los ciclos de actividad solar influyen en el campo magnético terrestre y que los ciclos magnéticos solares, con diversos periodos (40-44 años, 78-80 años o 160-170 años), parecen estar relacionados con interacciones no constantes de las partículas de energía solar con el campo magnético de la Tierra en los polos, así como la migración secular de los polos geomagnéticos. Y las variaciones en la composición química de la atmósfera también influyen en variaciones de presión atmosférica. Finalmente, la distribución de los océanos y continentes, además de producir vientos como consecuencia del calentamiento diferencial de ambos, influye

notablemente en cualquier fenómeno atmosférico.

Adicionalmente, en ausencia de fuerzas externas y en estado de equilibrio, ambos medios presentan una estratificación radial de densidad determinada por el campo gravítico de la Tierra real. Aún con la actuación de fuerza externas se pueden distinguir, tanto en el océano como en la atmósfera, una serie de capas, que están asimismo en contacto entre ellas, presentando también disipación de energía por fricción. Por otra parte, el movimiento en un medio fluido está regido por las ecuaciones de Navier-Stokes, pero la gran cantidad de interacciones no lineales que tienen lugar en el sistema debido a la actuación tanto de fuerzas internas como externas, ocasionan que el sistema dinámico resultante sea de gran complejidad, no siendo posible resolver el problema sino en los casos más sencillos y, a menudo, por aproximaciones sucesivas. Esta riqueza de fenómenos origina perturbaciones de la más diversa índole: olas por la acción directa del viento, variaciones de nivel por variaciones de presión atmosférica, regulación de la temperatura de la superficie terrestre y del océano, acumulación de agua en zonas costeras,... Es en este sentido en el que se van a estudiar, en este capítulo, los movimientos verticales de la superficie del océano ocasionados por fenómenos directamente relacionados con la atmósfera.

Quizás deberían haber sido consideradas en este apartado, en primer lugar, las perturbaciones de alta frecuencia, pero debido a la importancia de su eliminación previa a la determinación de las constantes armónicas, ya fueron tratadas en el capítulo tercero al procederse a la discretización horaria de la serie. Consecuentemente, comenzamos este capítulo con las variaciones de presión atmosférica y el efecto barométrico inverso o reacción del océano a la carga atmosférica. Es un hecho conocido que este fenómeno produce variaciones de magnitud considerable sobre la superficie libre del océano y, además, ha sido ampliamente estudiado; sin embargo, su eliminación se realiza generalmente por un factor empírico que no siempre se corresponde con la realidad.

El efecto del viento actuando sobre su superficie libre ocasiona desplazamientos muy diversos, como corrientes, perturbaciones de alto periodo o acumulación de agua en la costa. Los fenómenos originados por el viento debieron de ser los primeros efectos, junto con las mareas, que han llamado la atención del hombre, por la magnitud de los desplazamientos que originan. Además, tienen una gran influencia en la vida en zonas costeras, ya que muchas veces modelan

y delimitan la costa. Sin embargo, las distintas manifestaciones del viento sobre la superficie del océano son bastante complejas de modelizar, aunque modelos más sencillos pueden representar de forma bastante fiable la realidad.

En este capítulo no podíamos olvidarnos de la temperatura atmosférica, causante de gran parte de los fenómenos meteorológicos. Es conocido el hecho de que a mayor temperatura y para una misma masa de agua, el océano posee mayor volumen, si bien este efecto es compensado, en parte, por el aumento de evaporación asociado. Aunque esta temperatura es la de las masas de agua, que será tratada también en este capítulo, la temperatura atmosférica tiene una influencia importante, especialmente en conexión con ciclos estacionales. Y es que las variaciones de temperatura en la atmósfera originan variaciones de presión atmosférica y corrientes de gradiente en la misma, por lo que resulta muy adecuado su estudio conjuntamente con el resto de efectos meteorológicos. Además, está estrechamente relacionada con la temperatura del agua oceánica, por lo que serán consideradas de forma conjunta en este capítulo. No obstante, a pesar de la importancia de la expansión térmica en el nivel medio del océano, este efecto es tratado, generalmente, junto con las variaciones de volumen del océano, englobadas en las variaciones hidrosféricas, que serán estudiadas en el próximo capítulo.

Finalmente, queremos indicar que, debido a la interrelación entre estos distintos efectos, hemos creído conveniente estudiar y evaluar el efecto real sobre las series mareográficas de forma conjunta, lo que se efectúa en el último apartado.

5.2 Efecto de las variaciones de presión atmosférica

La reacción del océano a las variaciones de carga atmosférica es esencial para comprender el nivel medio del mar y sus fluctuaciones. Este fenómeno fue descrito por primera vez por el científico sueco Nils Gissler en 1747 [241], quien además señaló que la reacción del mar está influenciada por el viento y que bajo ciertas condiciones climáticas tenían lugar respuestas de mayor o menor magnitud dentro del Mar Báltico. Gissler también estudió fluctuaciones presentes y pasadas del nivel del mar a través de rocas en terrazas a lo largo de las costas del Golfo de Botnia, aunque fue incapaz de interpretar el fenómeno, ya que todavía no era conocido el concepto de levantamiento postglacial (que, en la región, es del orden de un metro por siglo). Los trabajos

de Gissler sobre el efecto barométrico inverso fueron olvidados y no fue hasta la mitad del siglo XIX cuando Sir Clark Ross, durante una expedición que realizó al Océano Ártico canadiense en el invierno de 1848-49 para localizar a una expedición perdida, observó que a una variación de 1 milibar (o hectopascal) de presión atmosférica correspondía aproximadamente una variación de nivel de la capa de hielo que cubría el océano de 1 centímetro. Por tanto, llegó a las mismas conclusiones (sin conocer el trabajo de Gissler) de la relación entre ambas variaciones.

Ya en el siglo XX, uno de los primeros investigadores en trabajar en este tema fue Doodson, quien en 1924 comprobó la validez del equilibrio hidrostático comparando observaciones mareográficas y meteorológicas. Este tema empezó a cobrar una importancia cada vez mayor en la década de los 60. B.V. Hamon y E.J. Hannan, en sucesivos trabajos [119, 123, 121], independientes y conjuntos, presentados al principio de la misma, estudian el efecto barométrico inverso, buscando la relación a partir de los espectros de potencia de las observaciones mareográficas, de presión atmosférica y viento en diversas estaciones situadas en la costa este australiana y determinando un factor de forma empírica. Como consecuencia del análisis de los primeros trabajos de Hamon, en 1964 A.R. Robinson se plantea [240] si la respuesta real del océano se debe más al efecto dinámico de las variaciones de presión que al estático, al considerar la respuesta del océano a una onda (atmosférica) en movimiento. Posteriormente, Wunsch mostró en 1972 evidencias de la respuesta barométrica inversa y efectos del viento a partir de 8 años de observaciones mareográficas realizadas en las Islas Bermudas. Este efecto también fue observado, en océanos abiertos, por Brown, Munk, Snodgrass, Zetler y Mofjeld, en 1975. El trabajo presentado por Ponte en 1992 [222], a diferencia de los anteriores, considera un océano estratificado.

La gran cantidad de trabajos existentes sobre el efecto de las variaciones de presión muestra un interés creciente, ya en épocas recientes, por el efecto de las variaciones de presión sobre datos oceanográficos [222, 223, 64, 339, 65, 278, 95]. Este interés está motivado, principalmente, porque tras el desarrollo e implementación de métodos de análisis que permiten la determinación de la marea de forma precisa, las variaciones con origen en fenómenos atmosféricos son el efecto perturbador que causa desplazamientos de mayor magnitud. Por otra parte, la mayoría de estos primeros trabajos estaban encaminados a eliminar los efectos meteorológicos de las observaciones de mareógrafos para mejorar la predicción de mareas y proporcionar mejores

estimaciones del nivel medio del océano con fines geodésicos. Adicionalmente, el desarrollo de la altimetría por satélite de gran precisión ha relanzado, en cierta manera, esta materia, al proporcionar una cobertura global a las observaciones y al ser estos fenómenos una gran fuente de error en las mismas [303, 136, 102, 106, 226, 278]. Por último, los estudios sobre rotación de la Tierra han alcanzado niveles muy altos de precisión con tecnologías modernas, y cada vez está resultado más importante comprender y determinar hasta qué punto el océano compensa la influencia atmosférica respecto a este fenómeno [339, 225, 65].

De forma casi simultánea y en base a la misma motivación, a finales de la década de los 60 del siglo XX, surgen los primeros trabajos relativos al efecto de variaciones de presión sobre observaciones gravimétricas y sobre deformaciones de la corteza. Algunos autores, para la determinación de este efecto, optaron por la correlación de la presión y la deriva (como Simon y Schneider, 1967; Simon, 1968, 1975; Zschau, 1975), otros realizaron la correlación con las variaciones estacionales de los parámetros de marea (Delcourt-Honorez, 1986); hubo autores que optaron por modelos mecánicos teóricos (Zschau, 1979; Kümpel, 1982, 1985), análisis multivariante (De Meyer, 1982; Schüller, 1985) o por modelos semiempíricos (Venedikov, 1989) [308, 31]. De la misma forma, algunos autores determinan las perturbaciones ocasionadas por este efecto sobre la marea gravimétrica, que se realiza de forma regional o global, como Simon y Fleischer (1990), Sato (1991) o Boy *et al.* (1998) [272, 255, 30]. Al respecto, añadimos que como consecuencia del efecto de carga de las variaciones de presión también se producen movimientos verticales en la corteza, que pueden representar variaciones significativas. Como ejemplo citaremos el trabajo realizado en 1990 por D. Simon y W. Fleischer [272], donde se calcula el efecto de las variaciones de presión en el registro gravimétrico a partir de la carga atmosférica afectando a un área circular. Los resultados dependen del radio del círculo, pero para círculos de radio 700 y 2000 kilómetros los desplazamientos máximos fueron 1.5 y 5 centímetros, respectivamente. Volviendo al efecto de carga en zonas costeras, se puede decir que se divide en dos componentes: por un lado está el efecto de carga de las variaciones de presión y por otro el efecto de carga de las variaciones de la superficie del océano como consecuencia de la respuesta estática del océano a variaciones de presión atmosférica. Y, además, hay que considerar la redistribución de masas como consecuencia de variaciones ocasionadas por el potencial. En observaciones obtenidas con sensores ligados a la corteza, el efecto de carga no

es observado, pero sí lo es el desplazamiento ocasionado por la deformación. Sin embargo, en observaciones realizadas con altimetría por satélite sí que hay que tener en cuenta estos efectos aunque, en principio, no la variación de nivel de la corteza por efecto barométrico inverso sobre el océano, ya que el peso total de la columna, suma de las columnas oceánica y atmosférica, permanece invariante y no se produce tal desplazamiento.

La extensión espacial de las perturbaciones barométricas oscila entre cientos y miles de kilómetros. Su duración es, generalmente, de varios días, aunque algunas permanecen estables durante semanas. Como resumen, se puede concluir que las variaciones de presión están debidas a marea atmosférica y a procesos climáticos. Las primeras incluyen fuerzas gravitacionales y radiacionales, induciendo oscilaciones en frecuencias lunisolares. Las segundas se deben, principalmente, a circulación general atmosférica e incluyen fluctuaciones periódicas en frecuencias no de marea, pero tienen como principal contribución fenómenos aperiódicos. Como ejemplo de componentes periódicas correspondiendo a frecuencias no astronómicas, citamos amplitudes significantes en periodo de 8 y 52.6 días que han sido detectadas en registros barométricos de gran longitud [7]. Existen, así mismo, ciclos de presión de largo periodo, entre los que destacan los periodos 11 y 22 años relacionados con la actividad solar [91], aunque éste es un fenómeno muy complejo.

Generalmente, el fenómeno atmosférico más estudiado en relación con variaciones del nivel medio del océano es el denominado efecto barométrico inverso. Este es el nombre que recibe el desplazamiento vertical de la superficie libre del océano respecto de una posición inicial de equilibrio mecánico, como resultado de la redistribución horizontal de las masas de agua, en respuesta a las variaciones, regionales y temporales, de la presión atmosférica actuante sobre su superficie [48]. Si consideráramos un fluido no viscoso y una variación de presión atmosférica sobre un punto de este fluido, entonces se produce un efecto estático, desplazándose el punto verticalmente debido a la variación del peso de la columna de aire sobre él. Sin embargo, si el fluido es viscoso, como es el océano, al mismo tiempo se produce horizontalmente un movimiento ocasionado por el efecto dinámico de la variación de presión, que se propaga en forma de onda de gravedad. En este caso, se producen oscilaciones libres, consistentes en ondas amortiguadas, que en el caso del océano se manifiestan como ondas de corto periodo. En tercer lugar, fuerzas exteriores no estáticas que originan, entre otros efectos, oscilaciones forzadas

debidas al potencial astronómico de mareas y oscilaciones libres asociadas a la velocidad de paso de una borrasca, ocasionan variaciones de presión. En todo este proceso, la viscosidad tiene un papel importante no sólo en la existencia de estos fenómenos, sino también en la modificación de los parámetros de respuesta y en la magnitud de la misma. Finalmente, en aguas someras es importante considerar la acción del fondo, que implica tanto una amplificación de la amplitud como una variación de la dirección del movimiento. Por lo tanto, se puede afirmar que intentar comprender los mecanismo de carga oceánica comprende una variedad inmensa de fenómenos, desde mecanismos de dispersión de diversos tipos hasta mareas o teoría de disipación.

Resumiendo, el efecto barométrico inverso es la respuesta estática del océano a variaciones de presión, es decir, la respuesta instantánea de la superficie libre del océano como consecuencia de una variación de presión. La magnitud de esta respuesta estática depende tanto de las características del agua del océano como de la profundidad de la cuenca. Se considera lineal, pero el factor de linealidad depende de la profundidad de la cuenca; en aguas someras es también función de la velocidad de desplazamiento de la perturbación. Esto muestra la existencia de un efecto dinámico que, aunque no sea generalmente considerado, modifica la respuesta estática, al depender de la velocidad de propagación de la perturbación atmosférica causante de la variación de presión, como se deduce de forma teórica.

Existe en la atmósfera también un efecto indirecto de las variaciones periódicas de presión sobre el océano. Por una parte, está el efecto atmosférico inverso debido a marea atmosférica y que, generalmente, no se puede separar de las variaciones de nivel del mar por marea oceánica al tener lugar en las mismas frecuencias. Otra consecuencia es la variación de la atracción newtoniana de la atmósfera sobre el océano debido al desplazamiento de las masas atmosféricas. Pero también hay que considerar el potencial de deformación ocasionado por las variaciones volumétricas en la atmósfera y el potencial de deformación de las cortezas oceánica y continental. Sin embargo, generalmente estos efectos no se suelen considerar debido a su pequeña magnitud comparada con la del efecto barométrico inverso.

Otra manifestación también importante del paso de perturbaciones atmosféricas, que ya fue considerada y eliminada en el Capítulo 3, son las perturbaciones de alta frecuencia con origen en el paso de una perturbación depresionaria móvil, también conocidas como mar de fondo. Suelen ser de forma regular y redondeada; de periodo menor de 23 segundos, su amplitud

puede alcanzar dos metros y su longitud de onda suele estar entre 100 y 200 metros.

Restringiéndonos a la zona objeto de este estudio, en el Atlántico Norte una de las principales fuentes de variabilidad interanual de la circulación atmosférica superficial (con sus consecuencias sobre el nivel del océano) es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Su importancia se pone de manifiesto en diversos estudios, como el realizado por Hurrell en 1995 [138], que muestra que es responsable de más del 36% de la variación media de presión atmosférica a nivel del mar entre Diciembre y Marzo sobre la región comprendida entre 20° y 80°N y entre 90°W y 40°E entre 1899 y 1994. Además, estas diferencias son más pronunciadas en el invierno, aunque están presentes todo el año. Su actividad está caracterizada por un índice, denominado índice NAO, definido a partir de las diferencias de presión normalizada entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur (Islandia). Este índice puede indicar la presencia de viento medio de mayor intensidad en invierno y, además, variaciones en las condiciones meteorológicas (temperaturas y precipitaciones) en diversas regiones de Europa parecen estar correlacionadas con esta perturbación [138]. En concreto, este autor cita los inviernos de 1983, 1989 y 1990 como los de mayor valor positivo en este índice desde 1864. Diversos autores, como J.W. Hurrell y H. van Loon, considerando el intervalo 1865-1994 o J.C. Rogers, a partir de observaciones entre 1900 y 1983, han mostrado la existencia de picos espectrales de este fenómeno, con muy diversas periodicidades (2-3 años, 6 a 10 años, 20 años), y periodos predominantes variando a lo largo del registro [137]. Además, parece estar muy relacionada con patrones de circulación oceánica, en particular la circulación general del Mediterráneo o El Niño, como han mostrado Huang *et al.* y Vignudelli *et al.* [137, 319]. La relación entre la NAO y variaciones estacionales en los Mares del Norte y Báltico también ha sido señalada por Plag y Tsimplis [220]. Existen, además, otras causas de variabilidad de la presión en la zona, como la señalada por Willet en 1949, que asoció mínimos de presión en el Atlántico Norte con variaciones de periodo 273 meses de máximos de actividad solar [91].

El estudio teórico de las variaciones del nivel del mar ocasionadas por variaciones de presión parte de las ecuaciones de momento, conservación de la masa y de densidad, que describen la velocidad de un fluido $\bar{u}(x, y, z) = (u(x, y, z), v(x, y, z), w(x, y, z))$ en un punto de coordenadas

(x, y, z) , en presencia de un campo de fuerzas, que deriva del potencial gravífico W

$$\frac{D\bar{u}}{Dt} + 2\bar{\Omega} \times \bar{u} + \nabla \left(\frac{p}{\rho_0} + W \right) = \bar{F} \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (hu)}{\partial x} + \frac{\partial (hv)}{\partial y} = 0 \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} = 0 \quad (5.3)$$

donde $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \nabla$, $\bar{\Omega}$ es el vector velocidad angular de la Tierra, $p(x, y, z)$ es la presión total ejercida en el punto, $\rho(x, y, z)$ es la densidad del fluido, ρ_0 la densidad inicial, \bar{F} representa al resto de fuerzas actuantes, ζ es la altura del nivel del mar respecto a la superficie no perturbada y h es la profundidad en este punto del océano [211, 109, 234, 203]. El sistema de referencia que empleamos es un sistema cartesiano definido de forma local donde el plano xy es el plano del horizonte, tangente a la superficie equipotencial que pasa por el punto, y en la dirección de la meridiana y el eje z es la normal exterior, es decir, es la dirección de la vertical astronómica. Aunque tanto al estudiar el efecto estático como el dinámico se parte de esta ecuación, en los dos casos las premisas son distintas, como veremos a continuación. Sin embargo, en la literatura se supone, en ambos casos, que la densidad es homogénea y constante, ya que para la mayoría de los propósitos este límite es suficiente.

5.2.1 Efecto estático

Supongamos que las masas de agua oceánicas se encuentran en reposo, por lo que no existen corrientes (es decir, $\bar{u} = (0, 0, \zeta)$) dentro de un campo gravitatorio uniforme y en una Tierra sin rotación. En estas condiciones las ecuaciones (5.1), (5.2) y (5.3) adquiere la forma

$$\Delta p = \rho g$$

lo que implica que

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial p}{\partial y} = 0$$

de donde, para una constante c , se cumple

$$p = -\rho g z + c$$

Si aplicamos una presión atmosférica p_a en la superficie libre del fluido en reposo y de-

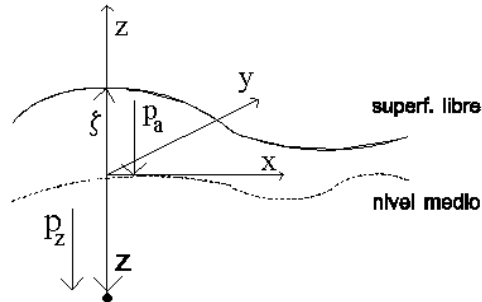


Figura 5-1: Aumento del nivel del mar por una variación de presión.

notamos por p_z presión en un punto del océano situado a una profundidad z , se produce un desplazamiento vertical ζ de dicha superficie (figura 5-1). Considerando la condición de equilibrio hidrostático, se verifica

$$p_z = p_a - \rho g (z - \zeta) \quad (5.4)$$

Derivando respecto a x , se obtiene

$$0 = \frac{\partial p_z}{\partial x} = \frac{\partial p_a}{\partial x} - \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (5.5)$$

ya que la presión en un punto bajo la superficie del agua se mantiene constante; si se deriva respecto a y se obtiene una ecuación semejante. Integrando, se llega a la igualdad

$$p_a + \rho g \zeta = \text{cte}$$

de donde se deduce que el desplazamiento vertical ζ de la superficie libre del océano para

variaciones locales de la presión Δp_a respecto a una presión estándar \bar{p}_a verifica

$$\Delta\zeta = -\frac{\Delta p_a}{\rho g} = \frac{p_a - \bar{p}_a}{\rho g} \quad (5.6)$$

Esta ecuación, conocida como “respuesta barométrica invertida” (terminología empleada por Doodson) fue introducida por Jeffreys [339]. Señalamos que algunos autores consideran \bar{p}_a como la presión promedio a largo plazo en la localización, e incluso la presión instantánea global de los océanos [221, 223, 339], definida como

$$\bar{p}_a(t) = \int \int_{oc} p_a(\phi, \lambda, t) dS$$

La variación anterior implica que el equilibrio no es local, sino global. Por otra parte, la variabilidad de $\bar{p}_a(t)$ es pequeña si se considera todo el océano y en muchos estudios altimétricos, se corrige considerándola constante [221]. En realidad, si se considera la variabilidad de presión atmosférica sobre todo el océano, también se deberían considerar las variaciones de nivel sobre todo el océano. Por otra parte, la determinación del efecto de variaciones de presión implica el desarrollo de modelos numéricos globales, cuyas soluciones están dadas en mallas de distinta resolución (ver, por ejemplo, [221, 223, 224, 339]), por lo que el aumento de precisión disminuye por la resolución de la malla, que está limitada en muchos casos, por la del modelo global de presión atmosférica. Además, algunos de estos modelos imponen algún otro tipo de restricciones, como no considerar aguas a profundidades menores de una dada.

Para la determinación y eliminación del efecto estático de variaciones de presión, generalmente se ha tomado una presión media constante, debido a las dificultades que tiene la determinación de la presión instantánea y a la pérdida de precisión si ésta no se determina de forma precisa. Se supone, además, que el cambio de densidad respecto a la compresibilidad del agua oceánica es despreciable, y se consideran los valores $g = 9.80 \text{ ms}^{-2}$, $\rho = 1026 \text{ kgm}^{-3}$. Si, en estas condiciones, expresamos ζ en centímetros y Δp_a en milibares, obtenemos finalmente la relación

$$\Delta\zeta = -0.993\Delta p_a \quad (5.7)$$

es decir, un incremento de presión de 1 milibar produce un decremento de, aproximadamente, 1 cm de la superficie libre del océano.

En latitudes medias, la presión atmosférica puede variar entre 980 mb y 1030 mb, siendo su valor medio de 1013.2 mb [234], pero la variación estacional media en latitudes medias o altas es de 10-20 mb [223, 339]. Las variaciones teóricas correspondientes de nivel están comprendidas entre +33 y -17 cm, que no son nada despreciables. Los valores extremos de presión atmosférica observados son de 1080 mb y de 925 mb, para anticiclones y ciclones no tropicales. Las variaciones del nivel medio asociadas son +66 y -87 cm.

5.2.2 Efecto dinámico

El desarrollo efectuado anteriormente es solamente válido para aguas profundas. En aguas someras hay que considerar además la respuesta dinámica del fondo oceánico a variaciones de presión. Se considera una plataforma de profundidad constante y que el océano es un fluido ideal, sin fricción con el fondo, ni fuerzas de Coriolis [229]. Las ecuaciones (5.1), (5.2) y (5.3), ignorando los términos advectivos, relativos al movimiento horizontal de las masas oceánicas, Coriolis y tensiones, se transforman en

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

ya que, para simplificar, se puede suponer que la perturbación se mueve con velocidad u en la dirección x . Si se sustituye la expresión obtenida para p_z en la ecuación (5.4) se obtiene

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (5.8)$$

Por otra parte, de forma general una perturbación de presión atmosférica propagándose en la dirección positiva del eje x , se puede escribir como

$$\Delta p_a = A(x - C_A t) \quad (5.9)$$

donde A es una función general y C_A la velocidad de propagación de la perturbación [234]. En principio, se puede suponer que la respuesta barométrica del océano es lineal respecto a las

variaciones de presión. Bajo esta hipótesis, el desplazamiento vertical tiene la forma

$$\Delta\zeta = aA(x - C_A t) \quad (5.10)$$

Además ζ tiene que verificar la ecuación (5.8) y la condición de continuidad (5.2). Suponiendo que la profundidad de la cuenca h es constante, resulta la ecuación

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} + h\frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (5.11)$$

Sustituyendo la expresión (5.10) en esta última ecuación, se obtiene

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{aC_A}{h}A'(x - C_A t)$$

siendo A' la derivada de A respecto de $(x - C_A t)$. Integrando respecto a x , el resultado es la siguiente expresión para la velocidad de desplazamiento de la perturbación

$$u = \frac{aC_A}{h}A(x - C_A t) \quad (5.12)$$

ya que el término constante es cero, al suponer que fuera de la perturbación no hay movimiento vertical del océano. A continuación se sustituyen las ecuaciones (5.9), (5.10) y (5.11) en la ecuación (5.8) y suponiendo que $A'(x - C_A t)$ no se anula, se puede despejar a , llegando a una expresión del desplazamiento vertical del océano ocasionado por la variación de presión

$$\Delta\zeta = -\frac{1}{\rho g \left(1 - \frac{C_A^2}{hg}\right)} \Delta p_a \quad (5.13)$$

que, de forma simplificada, representa el efecto dinámico de variaciones de presión, aunque no se han considerado características que pueden influir de forma importante en la magnitud del efecto, como propiedades viscoelásticas locales de la corteza o densidad variable en el fluido. Obviamente, el signo menos indica que el efecto es inverso. El factor obtenido considerando aguas someras es el factor obtenido para aguas profundas, dividido entre $(1 - C_A^2/hg)$. C_A^2/hg es el cuadrado de la razón entre la velocidad de la perturbación y la velocidad de una onda larga, lo que significa que para perturbaciones que se mueven a mayor velocidad, la respuesta

se amplifica. Aunque, en teoría, esta razón podría ser 1, resultando por lo tanto un factor de amplificación infinito, este tipo de respuesta no se produciría, debido a la fricción con el fondo. Por otra parte, si C_A^2/hg es menor que 1 (lo que, generalmente, ocurre, debido a la baja velocidad de las perturbaciones atmosféricas) entonces la ecuación (5.13) se puede escribir en forma de desarrollo en serie

$$\Delta\zeta = -\frac{1}{\rho g} \left(1 + \frac{C_A^2}{hg} + \left(\frac{C_A^2}{hg} \right)^2 + \left(\frac{C_A^2}{hg} \right)^3 + \dots \right) \Delta p_a$$

Se han desarrollado modelos distintos a éste, como el que considera ondas planas de presión propagándose con velocidad constante, junto con la ecuación del momento [158], o que parten de la ecuación linealizada no dispersiva para el desplazamiento vertical del nivel del océano respecto a variaciones de presión y considerando el transporte de masas oceánicas [240]. Estas ecuaciones, aunque también son simplificaciones, muestran la dependencia de la respuesta del océano a variaciones de presión respecto a la velocidad y frecuencia de la perturbación o respecto a características de los procesos dinámicos en estos rangos.

Este problema también se puede abordar considerando escalas de tiempo mayores que el periodo inercial ($1/f$; $f = 2\Omega \sin \phi$ es el parámetro de Coriolis), donde se verifica la ecuación cuasi-geostrófica linealizada [109, 222]. Considera que la presión atmosférica es resultado de componentes del tipo

$$p_a = p_0 \exp(ikx + ily - i\sigma t)$$

donde k y l son los números de onda en la dirección de los eje x e y respectivamente y σ es la velocidad angular de la componente. Las soluciones de la ecuación considerada vienen dadas [109, 221, 222] por

$$\Delta\zeta = -\frac{1}{1 + \tau} \zeta_{ib}$$

donde ζ_{ib} es el desplazamiento debido al efecto estático y τ depende de la frecuencia de estabilidad N , la frecuencia inercial f , los números de onda, la velocidad angular y la profundidad. Destacamos las analogías entre esta ecuación y la ecuación (5.13). Debido a que los desplaza-

mientos del nivel del océano debidos a variaciones de presión ζ se pueden relacionar con las variaciones estáticas ζ_{ib} , algunos autores [109] definen el nivel medio ajustado ϵ como

$$\epsilon = \zeta - \zeta_{ib}$$

Otro punto de vista distinto al primero, que fue dado por Wunsch [339], parte de las ecuaciones de momento, conservación de masa y densidad (5.1), (5.2) y (5.3); considera que la presión atmosférica es resultado de componentes del tipo

$$p_a = A_0(k, l, \sigma) \exp(ikx + ily - i\sigma t)$$

donde k , l y σ coinciden con los parámetros definidos anteriormente y A_0 debe ser interpretada como una variable estocástica de media cero, de tal forma que el producto escalar entre variables de distintos parámetros sea cero, es decir, el proceso es espacial y temporalmente estacionario. Supone que las componentes (u, v, w) y p' admiten separación de variables respecto a z y llega a un sistema de dos ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden, que se resuelve según las condiciones de contorno. Considera seis casos básicos: perturbaciones atmosféricas de alta frecuencia y baja frecuencia, recinto acotado verticalmente (sin efectos por resonancia con el fondo oceánico) o sin acotar y acotado horizontalmente (frontera casi amortiguadora) o sin acotar horizontalmente.

En general, podemos concluir que existe una gran variedad de aproximaciones al problema del efecto barométrico. Aunque todas parten de un mismo conjunto de ecuaciones, las diferencias entre ellas residen en las simplificaciones y suposiciones que se realizan, tanto respecto al océano como a la atmósfera. Aunque a partir de lo anterior puede parecer que este problema está resuelto, en la práctica no es así, debido a que la complejidad de la modelización de este fenómeno dificulta su determinación precisa.

5.3 Efecto del viento

El viento en zonas costeras seguramente sea uno de los efectos perturbadores del océano antes conocidos. Sin duda el hombre ha asociado estos fenómenos ya desde tiempos remotos: en días

en los que la intensidad del viento es mayor el océano se presenta más perturbado, con más olas, y la altura de los máximos y mínimos de marea está modificada. Sin embargo, comprender y explicar los mecanismos que gobiernan esta interrelación y su magnitud real sigue siendo un problema no completamente explicado.

La acción directa del viento sobre la superficie del mar origina, por rozamiento, un desplazamiento horizontal de las masas oceánicas, que se conoce como corriente de deriva o de arrastre. Y, en realidad, los principales sistemas de corrientes del mundo están originados por el viento. Las dos características principales son un efecto limitado por la profundidad y la no coincidencia de la trayectoria de estas corrientes con la dirección del viento (efecto Ekman). Además, los vientos costeros en aguas someras u ondas de largo periodo pueden ocasionar acumulación de agua contra la costa, con la variación de nivel asociada. Este efecto puede ocasionar una amplificación de corrientes de gradiente ya existentes, cuando su dirección coincida con la del viento. La composición de estas dos corrientes puede suponer desniveles de 10-20 cm, su extensión horizontal puede ser de 80 km y la vertical superar los 400 metros de profundidad. Por otra parte, este desnivel puede producir, ocasionalmente y cuando está asociado a efectos barométricos locales, grandes tormentas que producen desastres importantes en zonas costeras, tanto desde el punto de vista económico como humano, ya que su magnitud puede ser de varios metros dentro de la costa y puede incluso arrasar islas. La extensión temporal de los efectos de mayor magnitud puede ser de horas o días, pero variaciones más pequeñas originadas por el viento se pueden dar en escalas de tiempo mayores (meses o, incluso, años).

Otra manifestación del efecto del viento sobre la superficie del océano son las perturbaciones de alta frecuencia, que ya fueron consideradas y eliminadas en el Capítulo 3. En primer lugar, es necesario considerar ondas capilares ($T < 0.1^s$), producidas en la superficie de separación de los dos fluidos por la acción del viento, siendo en este caso la fuerza restauradora la tensión superficial. Así mismo, es responsable de las ondas de gravedad, originadas como resultado de la acción restauradora de la gravedad sobre las partículas oceánicas desplazadas por el viento de su posición de equilibrio. Cuando se encuentran en la zona generadora, constituyen las oscilaciones forzadas conocidas como mar de viento. Su estructura se caracteriza por perfiles agudos y periodos entre 1 y 14 segundos, aunque en su espectro se aprecia la superposición de numerosas componentes no armónicas, lo que dificulta su predicción. Al desplazarse el

oleaje, totalmente desarrollado, se transforma en oscilaciones libres denominadas mar de fondo, caracterizadas por una mayor homogeneidad y periodos en el límite superior de la banda, hasta 30^s. Para que se produzcan este tipo de perturbaciones es necesario que se alcancen unos valores mínimos de velocidad del viento, duración y área de actuación (“fetch”). Además, para cada velocidad del viento existe un máximo de energía que se puede transferir a la superficie del océano, disipándose cualquier exceso en forma de calor. Por otra parte, episodios aislados de fuertes vientos impulsivos también pueden ocasionar ondas de mayor periodo, como seiches [58, 59].

La relación entre estos procesos oceánicos superficiales y su relación con el viento ha sido hecha desde tiempos inmemoriales, por lo que es completamente natural que investigadores como Lagrange, Airy, Stokes o Rayleigh estudiaran el tema, intentando explicar las propiedades de estas ondas superficiales desde la mecánica de fluidos. Sin embargo, su explicación no es tan sencilla; como ejemplo citamos la palabras de Rayleigh “La ley básica del movimiento del océano es que no hay ley”. Este estudio cambió, en gran medida, con el desarrollo de técnicas estadísticas que posibilitaron estudios empíricos. Así, aunque ya Lord Kelvin relación la altura de las olas con la intensidad del viento, esta relación no fue confirmada hasta los estudios empíricos de Stevenson, en 1850, donde relacionó la altura con la distancia a la zona de acción del viento.

Uniéndose a los efectos anteriores, vientos costeros pueden modificar la trayectoria de ondas de aguas someras continentales, que son ondas de gran longitud (del orden de 1000 km), largo periodo (entre 5 y 20 días) que se propagan en una única dirección, la correspondiente a la Fuerza de Coriolis [122].

Los estudios sobre la respuesta temporal de una océano estratificado a fenómenos atmosféricos han enfatizado, general e invariablemente, la variabilidad ocasionada por vientos superficiales más que la de la presión atmosférica, lo que puede estar ocasionado por que la contribución debida a variaciones de presión es considerada normalmente menos importante desde el punto de vista dinámico [222].

El efecto del viento, que origina un movimiento forzado, sobre el océano se puede tratar con un formalismo muy similar a la presión atmosférica [109]. Se considera el viento a partir del vector horizontal que representa la fuerza por unidad de área ejercida entre la superficie

oceánica (que se supone horizontal) y la capa atmosférica colindante, es decir, de la tensión horizontal (X, Y) . En este caso, derivada a partir de la ecuación (5.1), se verifica la ecuación del momento horizontal linealizada

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial X}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} - fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial Y}{\partial z}\end{aligned}\tag{5.14}$$

para pequeñas perturbaciones p' de presión. La razón por la que se incluyen sólo derivadas verticales y tensiones horizontales está en que la escala vertical de la capas que interaccionan en la atmósfera y el océano (es decir, las regiones adyacentes a la superficie donde las tensiones son comparables a valores superficiales) es mucho menor que la escala horizontal en la que varía la tensión. De forma típica, la capa atmosférica es de 1 km de altura y la del océano de 10-100 metros de profundidad. En contraste, la escala horizontal de las variaciones de la tensión puede estar comprendida entre 100 y 1000 km.

La ecuación de la respuesta del océano a un movimiento forzado con origen el viento se obtiene promediando la ecuación (5.14) verticalmente, si se supone que la presión es constante en superficies de densidad constante. Suponiendo un océano homogéneo, donde el gradiente de presión es proporcional a la inclinación de la superficie e independiente de la profundidad y f es el parámetro de Coriolis, resulta el sistema de ecuaciones

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho H} (X_s - X_f) \\ \frac{\partial v}{\partial t} - fu &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho H} (Y_s - Y_f)\end{aligned}$$

donde (u, v) denotan la corriente verticalmente promediada, ζ es el desplazamiento de la superficie del océano, (X_s, Y_s) es la tensión superficial impuesta por el viento, H es la profundidad constante del océano y (X_f, Y_f) es la tensión del fondo debida a fricción. Para un océano estratificado de profundidad constante se obtiene la misma ecuación si se considera que la presión no es constante en superficies de densidad constante. Finalmente, señalamos que esta formulación también se emplea para la modelización de tormentas en aguas someras [109].

Así mismo, la formulación que proporciona la elevación costera por efecto del viento se

deduce de (5.14).

Como ejemplo, estudiamos el efecto del viento actuando en un canal estrecho de profundidad constante H . Se supone [234] que la inclinación de la superficie del océano, en la dirección x , se obtiene equilibrando fuerzas de presión y tensión horizontal

$$\frac{\partial p'}{\partial x} = \frac{\partial X}{\partial z} \quad (5.15)$$

Además, la tensión se puede considerar independiente de la profundidad, y que promediada con la profundidad tenemos

$$\frac{1}{H} \int_{-H}^0 \frac{\partial X}{\partial z} dz = \frac{1}{H} (X_s - X_f)$$

Sustituyendo esta expresión y (5.15) en la ecuación (5.4), se obtiene

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{X_s - X_f}{\rho g H}$$

Por otra parte, una expresión que expresa esta relación en función de la intensidad es

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{C_p \rho_a W^2}{\rho g H}$$

donde C_p es un coeficiente de resistencia adimensional, dependiente del nivel sobre la superficie oceánica en que se mide la intensidad del viento, ρ_a es la densidad del aire y W es la intensidad del viento [234].

El descubrimiento de la divergencia entre las trayectorias de la corriente superficial y del viento lo hizo F. Nansen (1861-1930) durante una expedición de 3 años al Océano Ártico. Observó que los icebergs no se movían en la dirección del viento y a su regreso, en 1896, se lo hizo notar a W. Ekman, que formuló este tipo de corrientes superficiales. La razón de esta modificación está en la acción de la fuerza de Coriolis \overline{C} sobre la acción del viento \overline{W} en la capa más superficial (figura 5-2), con rozamiento \overline{R} , produciéndose una modificación de la trayectoria en función de la latitud φ y de la fuerza del viento. Ekman supone una estratificación laminar del océano y considera la ecuación (5.14), que es la que rige este movimiento. Esto no es más que

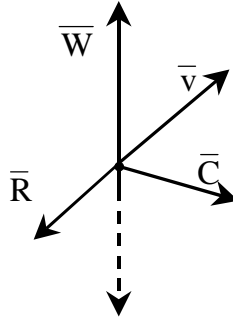


Figura 5-2: Modificación de la dirección del movimiento originado por el viento.

una simplificación y una modelización detallada de las capas de interacción entre la atmósfera y el océano es muy compleja, ya que no sólo intervienen turbulencias causadas por diversos fenómenos, como las olas, sino que se producen a la vez importantes procesos de mezcla causados por calentamiento y enfriamiento [211, 109]. Sin embargo, modelos relativamente simples se pueden emplear para determinar propiedades de la capa de interacción y para calcular los efectos sobre el flujo resultante [109], como es esta ecuación. Otro ejemplo es el proporcionado por Ekman que, a partir de las observaciones de Nansen y Mohn, obtuvo la siguiente relación empírica

$$v = \frac{0.0127W}{\sqrt{\sin \phi}}$$

donde v es la velocidad en superficie de una corriente de deriva, que es empleada de forma extensa [251].

A partir de la ecuación (5.14) se puede observar que hay dos fuerzas que influyen en el movimiento del fluido, la debida al gradiente horizontal de presión (que ya fue considerada al analizar el efecto barométrico) y la debida al gradiente vertical de la tensión, y ambas se pueden considerar separadamente. La parte de la velocidad ocasionada por la tensión del viento (que se denota (u_E, v_E)) está confinada a la capa en la que actúa la tensión y se llama velocidad de

Ekman; esta capa sobre la que actúa la tensión se denomina capa de Ekman [109]. Además, la tensión tiende a mover la capa superior y, consecuentemente, ejercer una tensión sobre la siguiente capa, por lo que este movimiento laminar se transmite a capas inferiores. En cada cambio de nivel se produce una disminución de la velocidad y un nuevo desvío en el mismo sentido. La siguiente expresión

$$z = 7.6 \frac{W}{\sqrt{\sin \phi}}$$

proporciona de forma empírica la profundidad z , en metros, a la que la velocidad del fluido es prácticamente nula y donde su dirección forma aproximadamente un ángulo de 180° con la trayectoria de la corriente en la superficie, donde W está dado en m/s. Esta profundidad, que se conoce como profundidad friccional o de Ekman, no suele sobrepasar los 100 m en el Atlántico, aunque se han observado valores excepcionalmente elevados de 150 m durante la incidencia de fuertes vientos [251, 253].

5.4 Variaciones de temperatura y densidad

Debido a que el sistema océano-atmósfera está muy influenciado por las variaciones de temperatura, es de capital importancia conocer cómo están afectados por su gradiente estos dos medios. La temperatura atmosférica está determinada, principalmente, por la acción de la radiación solar incidente sobre la Tierra. A escala planetaria existe equilibrio en el balance global de energía. Sin embargo, el calentamiento de la atmósfera, el océano y la corteza se concentra en latitudes bajas, mientras que la radiación emitida por la Tierra al espacio es mucho más uniforme. El transporte del exceso de energía de las zonas tropicales a las polares determina un sistema global de vientos y corrientes oceánicas que constituye la circulación general. La radiación intrínseca solar no es el único origen de las variaciones térmicas observadas sobre la superficie de la Tierra; la distribución de océanos, continentes y regiones heladas, el calor latente, absorbido en gran medida por el vapor de agua, y los cambios de estado líquido-gas-sólido del agua del mar, combinados con la rotación de la Tierra son, así mismo, vitales en la redistribución de esta energía de origen solar.

Además, debido a la interrelación entre la atmósfera y el océano, también parece obvio que

variaciones de temperatura de uno de ellos van a influir en el otro. Este tema es de gran actualidad, sobre todo en conexión con un aumento del nivel medio global como consecuencia del efecto invernadero, por las importantes implicaciones que tiene tanto desde el punto de vista geodésico como socio-económico. En este capítulo vamos a considerar variaciones de temperatura atmosférica, englobadas dentro del estudio de fenómenos meteorológicos. Sin embargo, no vamos a estudiar las variaciones de la masa del océano como consecuencia de un aumento de temperatura, ya que será tratado en el siguiente capítulo, aunque por su relación con la temperatura atmosférica, sí que vamos a describir la estructura térmica del océano.

Un ejemplo de la importancia de la atmósfera y del océano en el proceso de redistribución de la energía que llega a la Tierra se obtiene si se considera el equilibrio que se alcanzaría si la Tierra no tuviera una envoltura fluida. La superficie, debido al efecto albedo, radiaría una cantidad $\bar{\alpha}$ de la radiación recibida y absorbería el resto. La absorción de una parte de esta energía podría hacer que la superficie se calentara hasta que radiara tanta energía como la que absorbiera. La cantidad de energía E radiada por unidad de tiempo cuando la superficie considerada alcanza una temperatura T (en grados Kelvin) está dada por la Ley de Stefan-Boltzman

$$E = \sigma T^4$$

donde $\sigma = 5.7 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ es una constante. Según la radiación que absorbe actualmente la Tierra, este equilibrio se alcanzaría cuando la temperatura fuera de -3°C en el Ecuador, -123°C en el Polo Sur y -103°C en el Polo Norte [109]. Pero, en realidad, la temperatura en la superficie de la Tierra es mucho más templada y la diferencia entre el Ecuador y los Polos mucho menor, lo que está ocasionado por la atmósfera y el océano, al absorber parte de la radiación y transportar el calor de un lugar de la Tierra a otro. Además, esta diferencia tan grande entre la temperatura en la superficie terrestre sin atmósfera y con atmósfera está ocasionada por el efecto invernadero, al retener y también emitir la atmósfera calor.

Un esquema simplificado de la forma de actuar de la atmósfera se representa en la figura 5-3, donde se supone que la radiación incidente es 100 y en base a esta proporción se representa el albedo o radiación reflejada (en torno al 30%), al absorbida por la superficie terrestre (un 51%), por la atmósfera (19%) y la emitida hacia el espacio (en torno a 70 unidades). Por otra

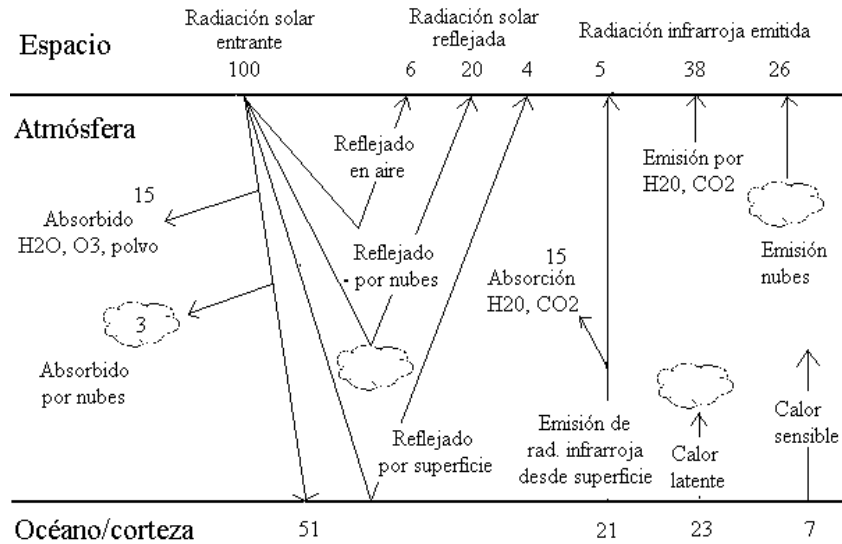


Figura 5-3: Equilibrio de radiación en la atmósfera.

parte, señalamos que el aumento de temperatura ocasionado por actividades industriales o por variación de las características de la atmósfera estaría incluida en la emisión infrarroja desde la superficie o en la absorción de la radiación solar por ozono o agua. Pero el problema del calentamiento global no es tanto un problema de que la atmósfera reciba más energía de la que emite, sino de un cambio en la redistribución de energía en ella, ocasionado principalmente por cambios en la composición. Además, aunque el papel desempeñado por el CO_2 como regulador de la temperatura y su influencia en la temperatura de la atmósfera está claro (los niveles de este gas fueron mucho mayores que los actuales hace 500 millones de años y empezaron a descender con la formación de la vegetación sobre la Tierra, con la consiguiente disminución de la temperatura), su influencia en las variaciones post-industriales de la temperatura global, como señalan Cazenave *et al.* [46].

Hay que señalar que la cantidad total de la radiación incidente en un punto de la superficie terrestre varía extraordinariamente entre el día y la noche y en las distintas estaciones. Las variaciones diarias tienen importantes consecuencias, como el régimen diurno de vientos en zonas costeras u oscilaciones de temperatura, con su efecto sobre la presión atmosférica en este periodo. Además, la existencia de variaciones diarias puede afectar al estado de la atmósfera

en periodos más largos, dependiendo la magnitud del efecto de su amplitud. Las variaciones estacionales se deben, principalmente, a la excentricidad de la órbita terrestre. Sus efectos son tales que la radiación incidente sobre la Tierra sufre variaciones de hasta $\pm 3.5\%$ respecto a la distancia media al Sol, y cuyos valores extremos son alcanzados en el perihelio y afelio. De forma intuitiva, está claro que la existencia de estas variaciones estacionales tiene importantes consecuencias sobre el estado medio de la atmósfera y el océano, lo que también se ha mostrado a partir de modelos numéricos [109]. Uno de los factores más importantes que así se detectaron fue la disminución de la capa de hielo en épocas estivales, con la reducción subsiguiente del efecto albedo.

La distribución vertical de la atmósfera está regida por el campo gravítico terrestre. Desde este punto de vista, es necesario tener en cuenta que el 99% de toda la masa de los gases atmosféricos (aproximadamente una millonésima de la masa de la Tierra sólida y del océano), se encuentra en la zona que se extiende hasta los 50 km de altitud. Cerca del 90% está situada en la zona por debajo de los 13 km. La extensa zona superior es muy tenue desde el punto de vista de la astronomía y de la geodesia por satélites, ya que en ella los gases atmosféricos se encuentran fuertemente ionizados por la acción de la radiación solar, influyendo en el campo magnético terrestre. La importancia de la temperatura en la atmósfera se pone de manifiesto en que una de las divisiones de su estructura vertical más ampliamente empleada se debe a criterios basados en su temperatura, resultando cinco capas. La troposfera se extiende desde la superficie terrestre hasta los 13 km de altura, aunque en realidad, su límite se encuentra a 18 km en el Ecuador y a 8 km en los Polos, altitud variable, por otro lado, estacionalmente. En esta zona, la temperatura disminuye con la altura, aproximadamente $-6^\circ.5/\text{km}$, en función de la radiación térmica emitida por la superficie terrestre y de la radiación solar incidente. En su límite superior o tropopausa, la temperatura es del orden de -63°C . En la capa siguiente, la estratosfera, situada entre los 13 y los 50 km aproximadamente, la temperatura aumenta con la altura, debido a la formación de ozono, alcanzando los 0°C en su límite superior o estratopausa. La temperatura decrece de nuevo en la siguiente zona, la mesosfera, que se extiende entre los 50 y los 80 km de altitud; alcanza un mínimo de -83°C en su límite superior, denominado mesopausa. Debido al proceso de ionización, la temperatura crece de nuevo con la altura en la termosfera, que se extiende hasta los 4000-500 km aproximadamente. En su límite superior

o termopausa alcanza un máximo de 1773°C . Finalmente, en la última capa o esosfera, que se extiende hasta el límite de la atmósfera, la temperatura no experimenta grandes variaciones.

De mucho más interés resulta para nosotros el efecto de gradientes horizontales de temperatura, ya que intuitivamente se puede esperar que el calentamiento no homogéneo de la atmósfera y el océano tienda a originar movimientos que amortigüen estas diferencias. Estos movimientos son el origen principal de la circulación general atmosférica y oceánica. Como ejemplo en el océano citamos las corrientes a nivel planetario, algunas de carácter periódico claro, como la corriente del Golfo, y otras de carácter no tan claramente definido, como El Niño y la Niña o la Oscilación del Atlántico Norte. Tienen una papel muy importante en la redistribución y reajuste de diversos parámetros oceánicos, como densidad, temperatura o salinidad. Actúan, en este sentido, como grandes “trenes planetarios”, haciendo que, a pesar de las características particulares de cada posición geográfica, el océano tienda a una cierta uniformidad.

A pesar de que la causa principal del calentamiento diferencial de la Tierra es la actividad solar, existen otros efectos, como radiactividad en la corteza y en el manto, o actividad en las dorsales oceánicas, que generalmente implican variaciones de menor magnitud. Como se puede observar en la figura 5-4, la distribución de la temperatura en la superficie en océanos abiertos es aproximadamente zonal, con las líneas isotermas orientándose, aproximadamente, en la dirección Este-Oeste, aunque cerca de la costa esta distribución puede estar modificada por la acción de diversas corrientes. La temperatura en océanos abiertos varía entre un máximo de 28°C al norte del Ecuador y un mínimo de -2°C cerca de zonas con hielo en latitudes altas. Por otra parte, si se considera la variación de temperatura con la profundidad, la masa de agua oceánica se puede estructurar térmicamente de forma simplificada, en dos capas homogéneas con una zona de transición entre ambas [212, 251]. En la capa más superficial, conocida como capa de mezcla, con una profundidad media aproximada de 600 metros en latitudes medias y 200 metros en latitudes bajas, tienen lugar las variaciones de temperatura debido a la radiación solar, con una temperatura media de 17°C en latitudes medias y 25°C en el Ecuador. A partir de esta profundidad existe una zona de transición donde la temperatura disminuye con la profundidad hasta alcanzar un valor estable del orden de los 4°C . Esta zona de variación brusca se conoce como termoclina principal.

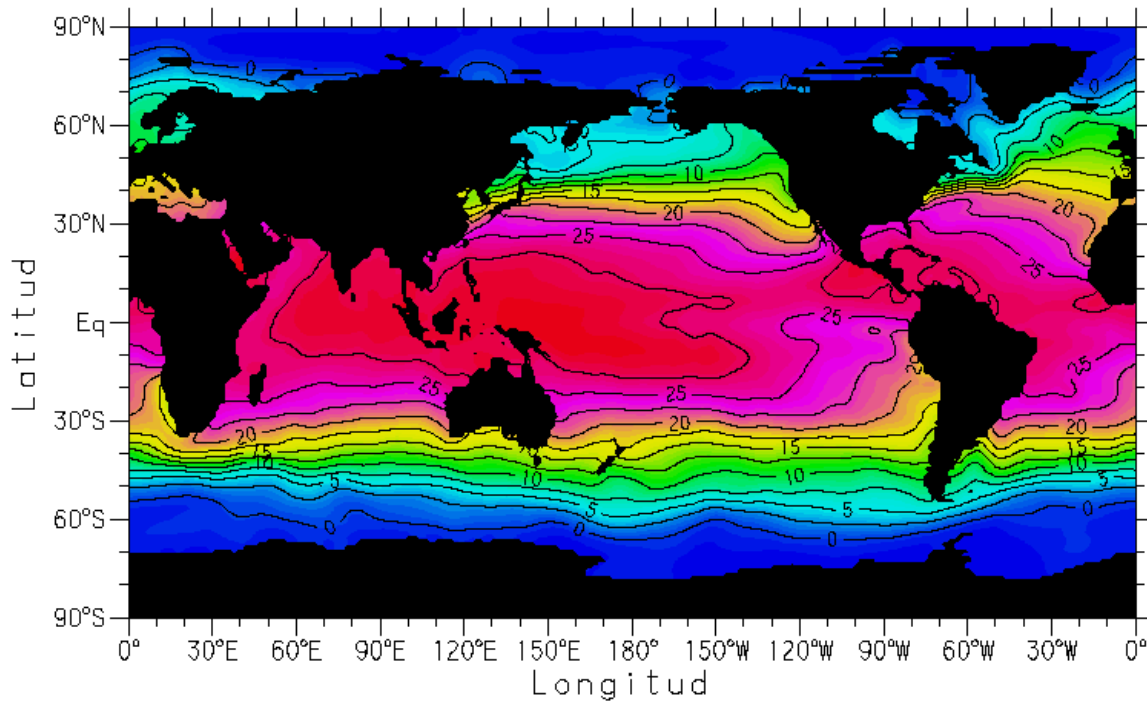


Figura 5-4: Temperatura superficial media del océano, en °C [161].

La temperatura media en la zona superficial presenta una variación estacional que se detecta en los 100 – 150 metros más superficiales y que oscila entre los 17°C en invierno y los 25°C en verano, que da lugar a una termoclina estacional que no tiene lugar prácticamente en zonas ecuatoriales debido a que la radiación solar recibida a lo largo del año es aproximadamente constante. Sin embargo, en ambos casos tiene lugar una variación diurna de la temperatura del océano, que puede llegar a ser de hasta 2°C y que afecta a los 10 metros más superficiales. En zonas polares o subpolares, la variación de temperatura entre los 20 y los 60 metros en periodos de luz solar es considerable, y entre los 60 y los 100 metros de profundidad en periodos nocturnos [212]. Por otra parte, la temperatura superficial es mucho menor que en latitudes bajas, mientras que la temperatura de la capa profunda es similar, presentando consecuentemente una termoclina que no es única. En zonas polares nórdicas existe, a menudo, una capa dicotermal de los 50 a los 100 metros de profundidad, donde la temperatura desciende hasta los -1.6°C, situada entre dos capas más cálidas. Un perfil típico de la estructura térmica del océano para

los tres tipos de latitudes se representa en la figura 5-5.

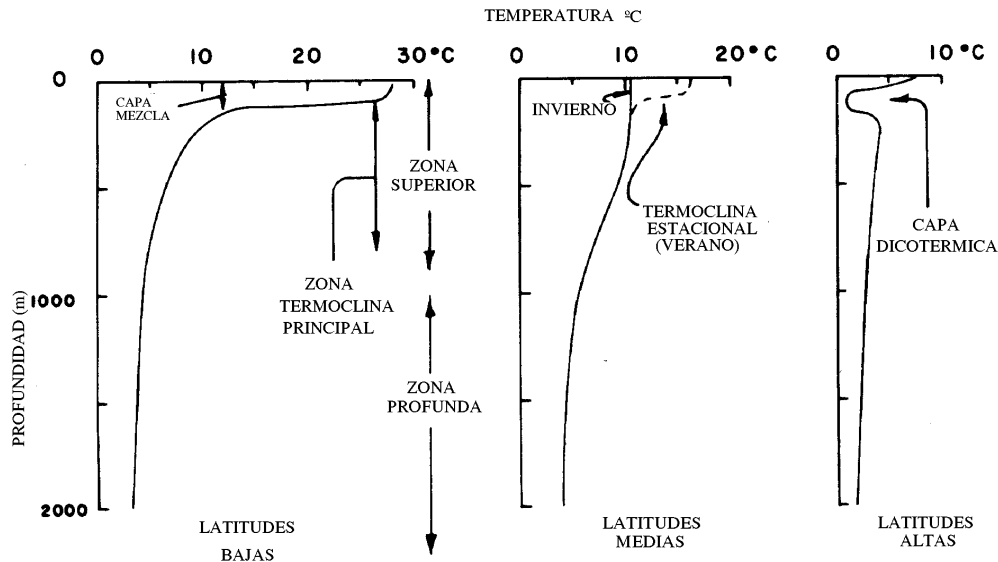


Figura 5-5: Perfiles típicos de temperatura media para latitudes altas, medias y bajas [212].

Las temperatura está fuertemente asociada a la densidad y salinidad del agua oceánica. El agua del mar contiene, disueltos, la mayoría de los elementos conocidos. Y, aunque la concentración total de sales disueltas depende de la zona y de la profundidad, la proporción de los componentes más abundantes permanece prácticamente constante, debido principalmente a la mezcla que tiene lugar en el océano para una escala de tiempo geológica. Para poder cuantificar, de alguna manera, la cantidad de sales disueltas en el agua marina, se define la salinidad como la “cantidad total de materiales sólidos en gramos contenida en un kilo de agua del mar cuando todo el carbono se ha convertido en oxígeno, el bromo y el yodo en cloro y la materia orgánica ha sido oxidada”. Los valores superficiales de la salinidad varían entre un 3.3% y un 3.7%, aunque presenta una diferencia respecto a la distribución geográfica de la temperatura superficial, ya que los valores mínimos se alcanzan justo al norte del Ecuador y los máximos aproximadamente a 25° N y S (figura 5-6, en tanto por mil). Esto es debido a que la salinidad superficial está determinada por la evaporación y precipitación, presentando el máximo en la zona donde la evaporación anual supera a la precipitación anual, mientras que

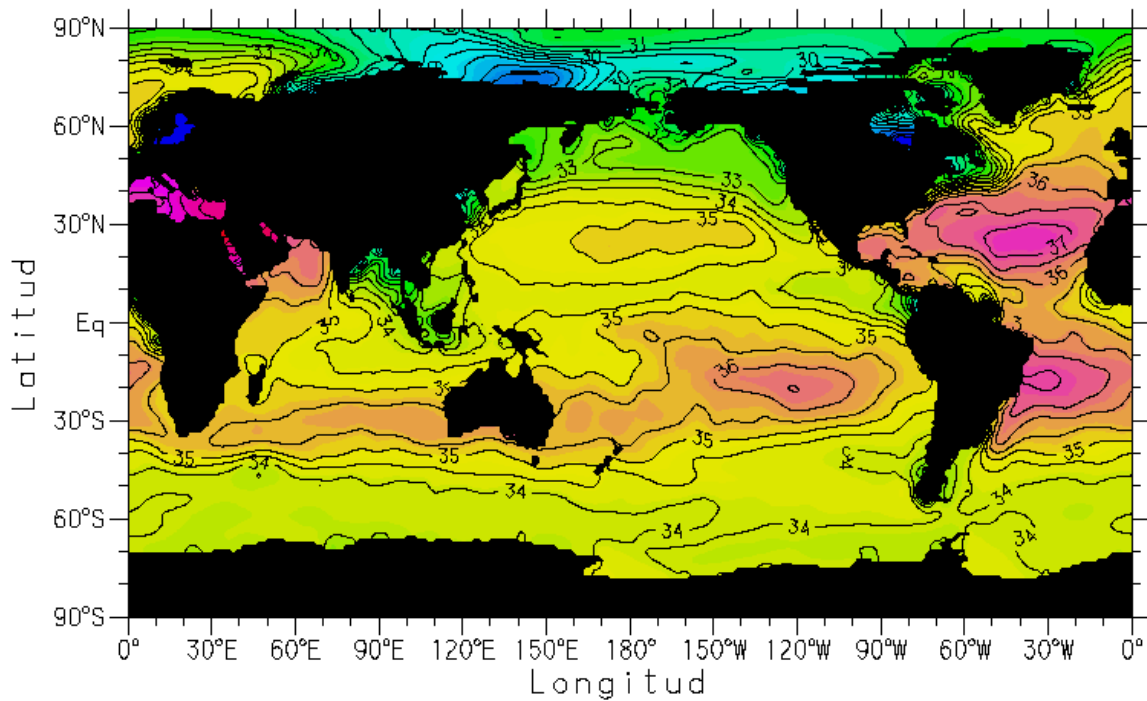


Figura 5-6: Salinidad superficial media del océano, en ‰ [161].

la temperatura máxima se alcanza en el Ecuador porque es donde se recibe mayor radiación solar. Se puede observar que la densidad es, generalmente, mayor en el océano Atlántico que en Pacífico y en el Índico. Por otra parte, la distribución de salinidad con la profundidad no es tan sencilla como la distribución de la temperatura, ya que las variaciones de densidad que tienen lugar en océanos abiertos no predominan sobre el efecto de la temperatura, siendo posible encontrar zonas con salinidad alta o baja en aguas cálidas y capas superiores. En regiones ecuatoriales, tropicales y subtropicales existe un mínimo claro de salinidad en 600–1000 metros de profundidad, aumentando esta hasta los 2000 metros. En el Atlántico disminuye a mayores profundidades (figura 5-7). En latitudes altas, donde la salinidad es menor, aumenta normalmente con la profundidad hasta los 2000 metros, sin ningún mínimo no superficial. Además, en regiones costeras, donde se produce aportación de agua procedente de ríos, existe una zona de rápido aumento de salinidad, llamada haloclina, entre la capa profunda de mayor salinidad y la superficial. Adicionalmente, la salinidad presenta variaciones temporales de

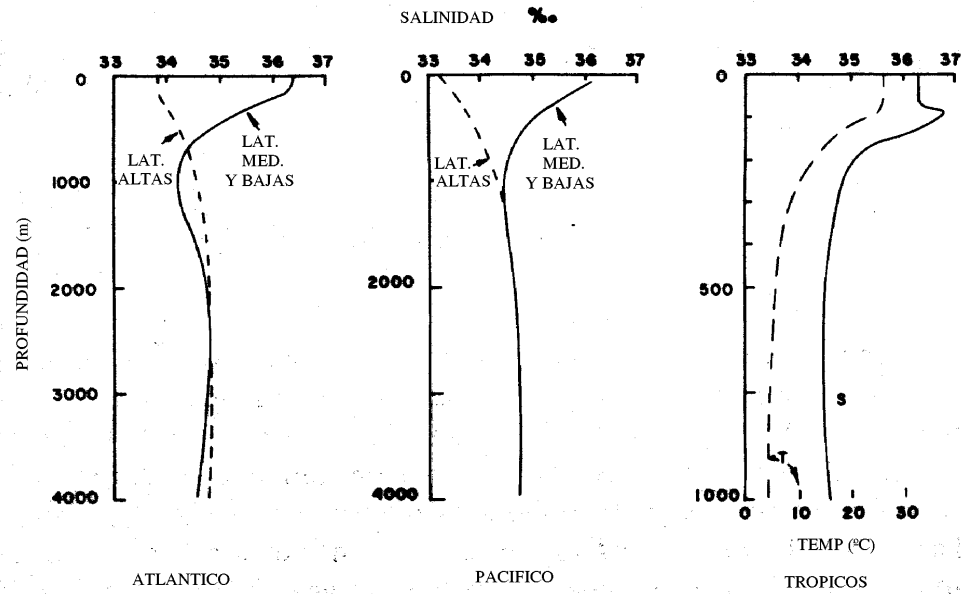


Figura 5-7: Perfiles típicos de salinidad en los océanos Atlántico, Pacífico y en los trópicos [212].

distinto periodo. Por una parte, se tienen variaciones anuales, que son superficiales y que en océanos abiertos no superan el 0.05‰, aunque en zonas de muchas precipitaciones la variación puede ser mayor [166, 212]. Pero la variación de la salinidad tiene también una componente de largo periodo debido a la aportación de sodio y cloro de rocas continentales y a depósitos de sal marina en zonas continentales; se han realizado varios estudios al respecto, estimándose que la salinidad del océano primitivo podría ser hasta dos veces el valor actual [152].

La densidad ρ está determinada, según la primera ley de la termodinámica [203]

$$\rho \frac{de}{dt} = -p \rho \frac{d\rho^{-1}}{dt} + k \nabla^2 T + \chi + \rho Q \quad (5.16)$$

siendo p la presión, T la temperatura, e la energía interna por unidad de masa, k la conductividad térmica, Q la velocidad de adición de calor por unidad de masa debido a fuerzas internas y χ la adición de calor debido a disipación viscosa. Normalmente, la variación de energía interna originada por disipación es despreciable y se omite, aunque existen algunos fenómenos en los que χ puede ser importante, como la circulación del manto [203]. Si se considera que la presión depende sólo de la densidad y de la temperatura o se trabaja con un gas ideal, se pueden

obtener expresiones más sencillas de esta ecuación. Sin embargo, no hay que olvidar que uno de los parámetros que más influyen en el valor de la densidad es la salinidad, que presenta valores diversos que dependen no sólo de la situación geográfica y de la profundidad, sino también de la estación.

La importancia de la densidad radica en que determina la profundidad en que la masa de agua reposa en equilibrio, ya que el océano es, en general, gravitacionalmente estable en el sentido clásico de que el fluido más pesado permanece debajo del más ligero para buscar un estado de mínima energía. La densidad, determinada por la temperatura, la salinidad y la presión varía entre 1021 kg/m^3 en la superficie y 1070 kg/m^3 a 10 000 metros de profundidad. Por otra parte, la densidad en regiones ecuatoriales tiene un valor aproximado de 1022 kg/m^3 y en latitudes de 50° a 60° de 1027 kg/m^3 , decreciendo ligeramente en latitudes mayores, debido principalmente a la disminución de la salinidad, como se puede observar en la figura 5-8. Pero

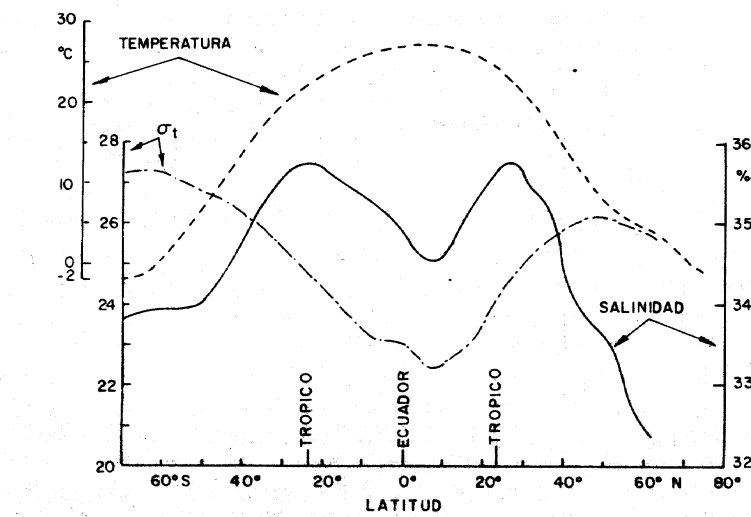


Figura 5-8: Variación de los perfiles de la densidad, temperatura y salinidad [212].

una característica más importante de la densidad es la estratificación que presenta el océano debido a variaciones de densidad, caracterizada, principalmente, por la existencia en la superficie de una capa mixta relativamente fina, donde el agua está continuamente en movimiento por la acción del viento y de la radiación solar, creciendo la densidad con la profundidad. Además, existe una zona bastante estrecha en que la densidad varía de forma brusca y rápida. Un

perfil típico de la variación de densidad, dependiendo de la latitud, se muestra en la figura 5-9. Aunque la zona de variación rápida de la densidad, llamada picnoclina, se encuentra situada

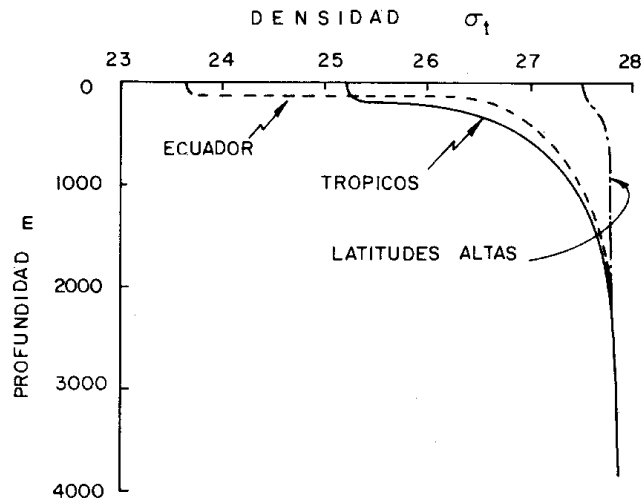


Figura 5-9: Perfiles típicos de densidad para latitudes altas, medias y bajas [212].

aproximadamente a 1 km, la profundidad depende, como en la temperatura o la salinidad, no sólo de la latitud sino también de la longitud. Además, se puede observar que el perfil típico de la variación de la densidad con la profundidad es muy similar al de la temperatura.

La variación de presión, temperatura y salinidad se produce a distintas profundidades en el océano, lo que implica la existencia de grandes gradientes de los tres parámetros asociados con esta inclinación de las líneas isobaras, isotermas e isohalinas respectivamente, con las consiguientes corrientes originadas por este motivo, que no serán tratadas en este capítulo.

5.5 Eliminación de las perturbaciones atmosféricas

La eliminación de los fenómenos atmosféricos de las observaciones mareográficas es el siguiente paso en la determinación del nivel medio que estamos llevando a cabo. En primer lugar, consideraremos el efecto barométrico inverso, tema de gran actualidad dentro de los estudios sobre el océano desde mediados del siglo XX. En especial, desde el lanzamiento de los primeros satélites artificiales y su utilización como sistema de observación global de la Tierra, junto con

la ganancia en precisión de los modernos instrumentos de observación mareográfica, unido a una mayor demanda de la sociedad en conocer las condiciones en que se encuentra el océano y su evolución, este tema está cobrando cada vez mayor importancia y resulta más necesaria la utilización de metodologías que permitan la determinación y eliminación muy precisas de este efecto. Y es que el fenómeno que produce mayor desplazamiento de la superficie libre del océano, las mareas, ya puede ser determinado y apodizada con una gran exactitud, por lo que la mayor parte del “ruido” resultante en series de observación oceánicas es debido a fenómenos atmosféricos.

Para ilustrar la magnitud global del efecto barométrico invertido en la zona de estudio, hemos considerado una serie de presión atmosférica de 22 años de longitud, correspondiente al periodo 1973-1999 en Gijón. En registros de esta longitud deben estar presentes fluctuaciones en todas las escalas de tiempo [234], por lo que se puede suponer que este periodo, con oscilaciones entre 922.7 y 1043 mb, refleja las condiciones atmosféricas imperantes en este área del Atlántico Norte. Considerando solamente la respuesta estática, las variaciones de nivel inducidas por estos valores extremos de presión atmosférica con respecto a una superficie ideal en equilibrio respecto a los parámetros atmosféricos estándar, son +40.22 y -29.89 cm, respectivamente. En particular, para el periodo coincidente con las observaciones mareográficas, se han observado valores de presión extremos de 979.2 y 1038.7 mb, implicando diferencias de nivel del orden de 59.08 cm, ligeramente menores que las estimaciones realizadas para la serie de mayor longitud. Sin embargo, teniendo en cuenta que los ciclos de largo periodo sólo producen tendencias en registros cortos, estos resultados son coherentes.

La relación entre ambos tipos de variaciones se representa, en la figura 5-10, para las estaciones E1, E2 y E3 y el periodo comprendido entre el 3 de enero y el 22 de marzo de 1991; para las estaciones E2, B1 y B3 y observaciones obtenidas entre el 30 de mayo de 1991 y el 2 de enero de 1992, en la figura 5-11. Primero señalamos que la escala vertical total de cada una de las estaciones es de un metro y que, como se puede observar, la mayor parte de la variabilidad está asociada a variaciones de presión. Además, a pesar de haberse seguido el mismo procedimiento en todas las series y de estar obtenidas en estaciones muy cercanas, los resultados son muy distintos. Por ejemplo, las estaciones E2 y E3 presentan un nivel de ruido mucho mayor que en E1 y, además, la respuesta no es siempre la misma ante una variación de presión, como se

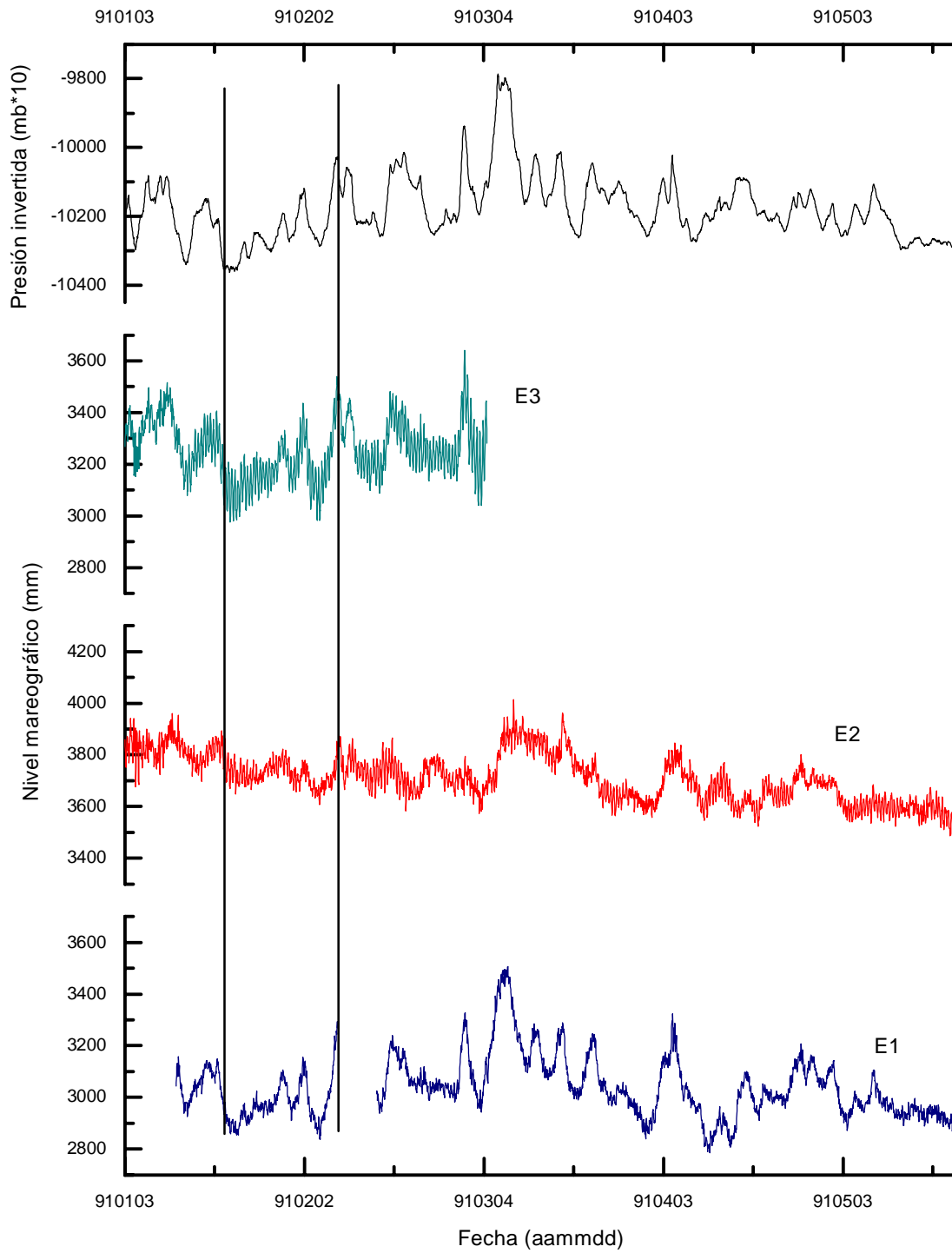


Figura 5-10: Variaciones de presión y del nivel del mar en la estaciones E1, E2 y E3, tras la eliminación de la marea e interacciones no lineales.

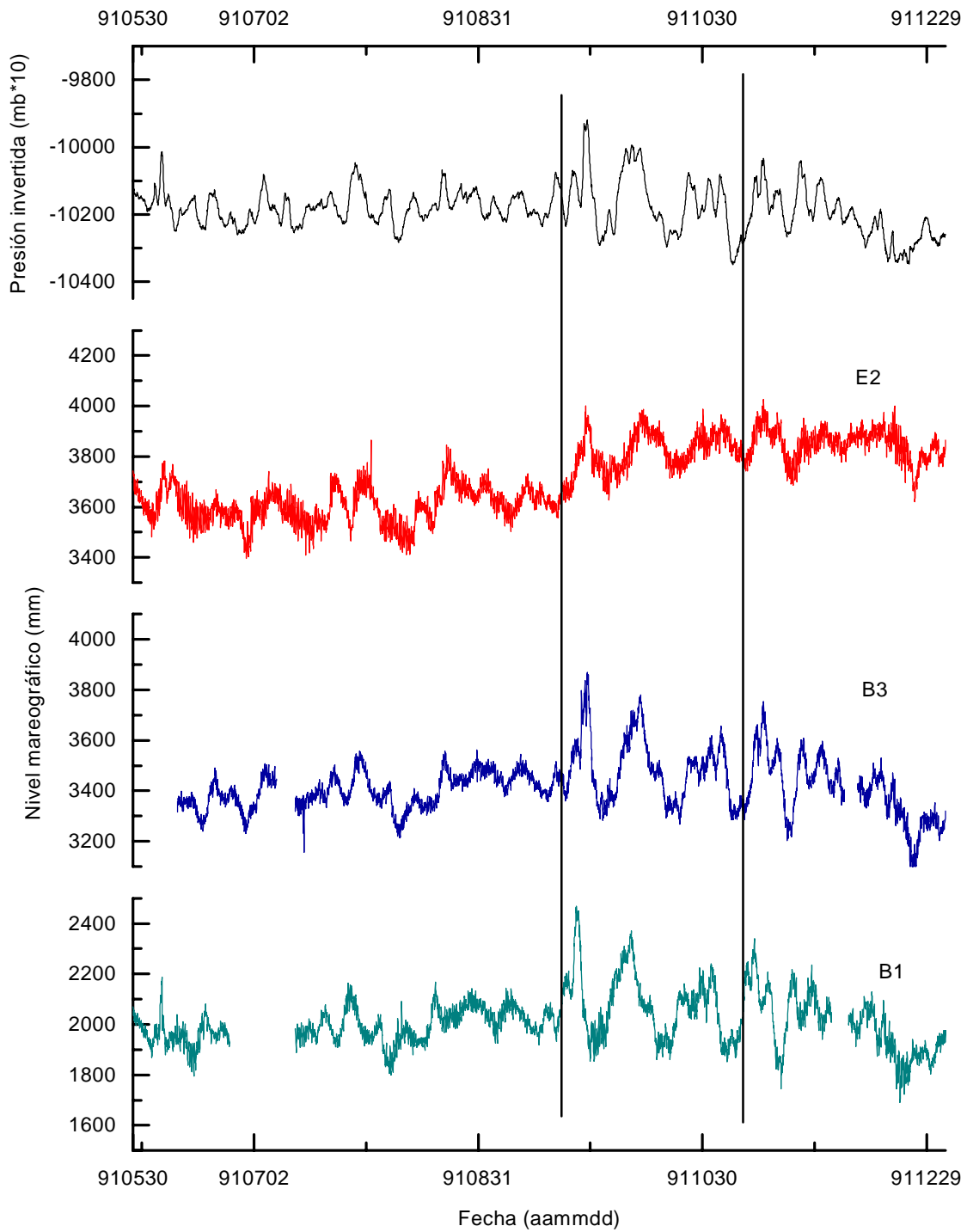


Figura 5-11: Variaciones de presión y del nivel del mar en la estaciones E2, B1 y B3, tras la eliminación de la marea e interacciones no lineales.

puede apreciar en las zonas encuadradas en las figuras anteriores. La respuesta en la estación E2 no sólo está mucho menos definida y es menos clara respecto a las variaciones de presión atmosférica, sino que también aparenta ser mucho menor (todas las series mareográficas se han representado con la misma escala vertical).

Por otra parte y según lo anterior, nos gustaría señalar que disponer de cinco series mareográficas en puntos muy cercanos, pero cada una en un emplazamiento con distintas peculiaridades, y con observaciones simultáneas, nos va a permitir estudiar tanto la respuesta global del océano como la influencia de características muy locales en la respuesta del océano a variaciones de presión y de viento.

Teniendo en cuenta que las variaciones de presión atmosférica están ocasionadas por fuerzas gravitacionales y radiacionales (produciendo variaciones en periodos de marea) o por circulación general atmosférica, hemos evaluado de forma independiente las contribuciones a las variaciones de nivel del océano de ambas características.

Las variaciones periódicas en frecuencias lunisolares son originadas por las fuerzas de marea y por oscilaciones térmicas en frecuencias solares de marea. Por tanto, en primer lugar hemos considerado las fluctuaciones en las masas oceánicas inducidas por marea barométrica y radiacional

$$\zeta_a = \sum_i T_i \cos(\omega_i t + \varphi_i - \kappa_i)$$

donde T_i representa la amplitud observada del constituyente de marea de velocidad angular ω_i , φ_i es la fase inicial y κ_i es el desfase respecto a término homólogo del potencial generador de marea, en el mismo emplazamiento y en Tiempo Universal.

Sin embargo, el efecto de estas variaciones sobre el registro mareográfico, son eliminadas con la marea oceánica, ya que el efecto de carga que producen las variaciones de presión debidas a las mareas atmosféricas tienen las mismas frecuencias que estas últimas. Se manifiesta, consecuentemente, como una amplificación de los términos solares en la serie mareográfica, principalmente S_1 y S_2 [293]. Es, pues, necesaria la apodización de la marea atmosférica del registro de presión. Se han estimado los parámetros de marea barométrica por análisis armónico de mínimos cuadrados, de forma similar a la estimación de los parámetros de marea oceánica.

Los resultados obtenidos, para las componentes significativas, en la estación situada en Gijón se muestran en la tabla 5-1, donde se puede apreciar que tienen un origen solar, siendo los constituyentes dominantes S_2 y el grupo $P_1S_1K_1$, debido a la oscilación térmica en frecuencias solares. Para evitar una eliminación duplicada del efecto de la marea barométrica sobre el nivel del mar, en las observaciones de presión atmosférica también se ha eliminado la marea.

```

RED DE MAREA OCEANICA - PRESION ATMOSFERICA (CENTESIMAS mb)
-----
43 34 9 N      -5 41 57 E          H      0.M
ESTACION:          ESTACION METEOROLOGICA. GIJON
ORGANISMO RESPONSABLE: JUNTA DEL PUERTO DE GIJON

ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.
FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS, POLINOMIO DE DERIVA ELIMINADO= 1
COMPONENTES: S1  O1  S2  N2  S3  S4
POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO
COMPONENTES ORIENTADAS HACIA EL ELIPSOIDE (SKALSKY)
INTERVALO  4.1 AÑOS 1504 DIAS 30384 LECTURAS 47 BLOQUES
901001/941113

-----
      COMPONENTE          AMPLITUD      FACTOR          DESFASAJE
ARGUM.    N ONDA      EST.  EQM    AMPL.    EQM          EQM
-----
127-129  11 SIG1      .587  .279    .6188   .2945    47.809  27.270
163-163   7 P1         1.038  .258    .0719   .0178    81.178  14.226
164-164   3 S1         2.981  .370    8.7037  1.0814  -133.502  7.119
165-165  11 K1         1.039  .256    .0238   .0059   105.828  14.133
166-166   2 PSI1        .604  .258    1.7396  .7422   136.854  24.445
-----
271-272   2 T2         .445  .105    .4135   .0977  -100.948  13.538
273-273   4 S2         4.402  .105    .2399   .0057  -113.134  1.367
274-277  12 K2         .183  .104    .0366   .0209  -101.125  32.631
-----
382-382   1 S3         .3941  .0861
-----
491-491   1 S4         .1840  .0451
-----

```

Tabla 5-1.

Aunque las estimaciones teóricas conducen a valores teóricos del orden del centímetro de variaciones de nivel del mar debidas a marea atmosférica (el efecto conjunto de S_2 y el grupo $P_1S_1K_1$ no supera 1 mb), este efecto no es despreciable, ya que el factor barométrico deter-

minado empíricamente es modificado si no se lleva a cabo esta eliminación a priori. Por otra parte, el conocimiento de la marea barométrica es de particular interés en otras disciplinas. Como ejemplo, citamos su influencia sobre el campo de gravedad de la tierra, donde son una importante fuente de ruido [325].

Los valores máximos de intensidad del viento registrados en el Puerto del Musel durante el periodo de observación fueron de 28.38 m/s y el análisis espectral de la dirección e intensidad del mismo muestra la presencia de componentes solares diurnas. De nuevo, como paso previo al estudio del efecto del viento sobre el registro mareográfico, se han determinado los modelos de marea de la dirección y de la intensidad media. Los resultados, para las componentes significativas, se presentan en las tablas 5-2 y 5-3.

RED DE MAREA OCEANICA - COMPONENTE DIRECCION DEL VIENTO (GRADOS)									

43	34	18	N	-5	40	30	E	H	0.M
ESTACION: METEOROLOGICA. GIJON									
ORGANISMO RESPONSABLE: JUNTA DEL PUERTO DE GIJON									
ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.									
FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS, POLINOMIO DE DERIVA ELIMINADO= 1									
COMPONENTES: S1 O1 S2 N2 S3 S4									
POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO									
COMPONENTES ORIENTADAS HACIA EL ELIPSOIDE (SKALSKY)									
INTERVALO 3.0 AÑOS 1095 DIAS 20064 LECTURAS 51 BLOQUES									
911031/941030									

ARGUM.	N ONDA	COMPONENTE	EST.	EQM	AMPL.	EQM	DEFASAJE	EQM	VEC. RES.

124-126	10	2Q1	.422	.183	.5363	.2323	-31.096	24.775	.59-158.4
163-163	7	P1	.616	.159	.0427	.0110	-31.079	14.795	16.14-178.9
164-164	3	S1	4.786	.227	13.9730	.6634	113.701	2.720	4.96 117.9
165-165	11	K1	.689	.163	.0158	.0037	-34.152	13.506	49.08-179.5
172-174	8	TETA	.368	.163	.7882	.3490	75.726	25.376	.58 141.7
175-177	14	J1	.415	.163	.1699	.0666	16.065	22.449	2.44 177.3

271-272	2	T2	.305	.098	.2836	.0911	-128.540	18.398	1.46-170.6
273-273	4	S2	.773	.098	.0421	.0053	-34.252	7.254	20.65-178.8

382-382	1	S3	.2196	.0812					

491-491	1	S4	.1565	.0705					

Tabla 5-2.

RED DE MAREA OCEANICA - COMPONENTE INTENSIDAD MEDIA VIENTO (CENT. m/s)										

43 34 18 N		-5 40 30 E		H		0.M				
ESTACION:					METEOROLOGICA. GIJON					
ORGANISMO RESPONSABLE:					JUNTA DEL PUERTO DE GIJON					
ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.										
FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS, POLINOMIO DE DERIVA ELIMINADO= 1										
COMPONENTES: S1 O1 S2 N2 S3 S4										
POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO										
COMPONENTES ORIENTADAS HACIA EL ELIPSOIDE (SKALSKY)										
INTERVALO 3.0 AÑOS 1109 DIAS 16032 LECTURAS 56 BLOQUES										
911031941113										

ARGUM.	COMPONENTE N ONDA		AMPLITUD EST. EQM		FACTOR AMPL. EQM		DESFAJAJE EQM		VEC. RES. AMPL. FASE	

124-126	10	2Q1	.893	.327	1.1363	.4157	104.467	21.049	1.43	142.7
163-163	7	P1	1.656	.292	.1146	.0202	132.780	10.095	17.83	176.1
164-164	3	S1	7.609	.418	22.2156	1.2193	-40.187	3.145	7.31	-42.2
165-165	11	K1	1.771	.294	.0406	.0067	131.317	9.500	50.84	178.5
166-166	2	PSI1	.671	.293	1.9301	.8431	175.549	25.035	1.10	177.3
172-174	8	TETA	.645	.296	1.3816	.6345	-137.757	26.311	1.11	-157.0
175-177	14	J1	.852	.293	.3492	.1202	159.547	19.707	3.64	175.3

273-273	4	S2	1.557	.163	.0849	.0089	125.836	6.003	22.23	176.7

Tabla 5-3.

Como se puede observar, aparecen principalmente componentes con origen solar diurno. Esto se debe a que el régimen de vientos en zonas costeras depende, generalmente, del calentamiento diferencial de la corteza terrestre y el océano. Por otra parte, muchas de las componentes de amplitud significativa en la dirección, no aparecen en la intensidad media. Seguramente esto está debido a que la intensidad está gobernada por efectos más relacionados con circulación general atmosférica, es decir, principalmente son fenómenos aperiódicos. Señalamos que el efecto del viento no está sólo en su influencia sobre la presión atmosférica, sino también asociado a fenómenos de acumulación de agua en zonas costeras.

Por último, se procedió de forma similar con la temperatura atmosférica. Los valores extremos observados durante el periodo de observación fueron 0.3°C y 28.93°C, por lo que las fluctuaciones de temperatura a lo largo del año son considerables. Por otra parte, el análisis de marea de las observaciones de temperatura (tabla 5-4) muestra una componente principal con

periodo de S_1 , que representa el calentamiento que sufre la atmósfera como consecuencia de la incidencia de los rayos solares a lo largo del día y su ausencia durante la noche. Señalamos su carácter coincidente con la intensidad del viento, debido a la estrecha relación existente entre ambos.

RED DE MAREA OCEANICA - COMPONENTE TEMPERATURA (centésimas de grado)										

43 34	9 N		-5 41 57 E		H	0.M				
ESTACION:		ESTACION ATMOSFERICA. GIJON								
ORGANISMO RESPONSABLE:		JUNTA DEL PUERTO DE GIJON								
ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.										
FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS, POLINOMIO DE DERIVA ELIMINADO= 1										
COMPONENTES: S1 O1 S2 N2 S3 S4										
POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO										
COMPONENTES ORIENTADAS HACIA EL ELIPSOIDE (SKALSKY)										
INTERVALO 3.0 AÑOS 1095 DIAS 20016 LECTURAS 53 BLOQUES										
911031/941030										

ARGUM.	N ONDA	COMPONENTE	EST.	EQM	AMPL.	EQM	DESFAJAJE	EQM	VEC. RES.	FASE

146-149	10	TAU1	.640	.325	1.5762	.8000	-22.609	29.074	.27	-64.0
156-158	7	CHI1	.768	.371	1.6443	.7952	-143.664	27.710	1.25	-158.6
163-163	7	P1	1.021	.360	.0707	.0249	-80.855	20.185	16.53	-176.5
164-164	3	S1	21.391	.513	62.4539	1.4984	-61.769	1.375	21.21	-62.7
165-165	11	K1	1.510	.367	.0346	.0084	-104.857	13.934	50.06	-178.3
166-166	2	PSI1	.886	.361	2.5500	1.0401	174.779	23.373	1.32	176.5
175-177	14	J1	.808	.367	.3312	.1504	-170.083	26.006	3.63	-177.8

233-236	10	2N2	.489	.200	.4893	.2004	-32.555	23.469	.79	-160.6
262-264	5	LAMB	.327	.178	1.1254	.6130	12.808	31.204	.07	104.1
265-267	12	L2	.437	.164	.3922	.1471	-178.406	21.495	1.73	-179.6
271-272	2	T2	2.182	.179	2.0299	.1664	110.191	4.698	2.86	134.3
273-273	4	S2	3.665	.179	.1998	.0098	173.720	2.797	24.93	179.1
274-277	12	K2	.331	.189	.0663	.0379	-122.749	32.775	5.98	-177.3

345-347	3	345	.346	.139	2.2465	.9022	47.799	23.010	.27	72.8
382-382	1	S3	1.0947	.1259						

491-491	1	S4	.5643	.0837						

Tabla 5-4.

RED DE MAREA OCEANICA - PRESION ATMOSFERICA (CENTESIMAS mb)

 43 34 9 N -5 41 57 E H 0.M
 ESTACION: ESTACION METEOROLOGICA. GIJON
 ORGANISMO RESPONSABLE: JUNTA DEL PUERTO DE GIJON

ANALISIS MINIMOS CUADRADOS (VENEDIKOV/74), PROG.SV.
 FILTROS SOBRE INTERVALOS DE 48 HORAS, POLINOMIO DE DERIVA ELIMINADO= 1
 COMPONENTES: S1 O1 S2 N2 S3 S4
 POTENCIAL CARTWRIGHT-TAYLER-EDDEN / DESARROLLO COMPLETO
 COMPONENTES ORIENTADAS HACIA EL ELIPSOIDE (SKALSKY)
 INTERVALO 4.1 AÑOS 1504 DIAS 30384 LECTURAS 47 BLOQUES
 901001/941113

ARGUM.	COMPONENTE N ONDA	AMPLITUD		FACTOR		DESFASAJE	
		EST.	EQM	AMPL.	EQM		EQM
147-147	1 MP1	.140	.006	1.06874	.04870	256.0292	2.6109
183-183	1 SO1	.065	.006	.49518	.04852	-70.8553	5.6140
237-237	1 MU2	.023	.004	.05864	.01066	-80.4094	10.4134
253-253	2 MSK2	.009	.004	.09086	.03881	76.4042	24.4730
254-254	2 MA2	.010	.004	.09975	.03884	185.2001	22.3103
256-256	3 MB2	.005	.003	.05381	.03357	-56.9195	35.7483
257-257	2 MKS2	.008	.004	.51693	.26319	166.5407	29.1712
283-283	1 MSN2	.007	.004	8.00103	4.07827	82.3627	29.2049
291-291	1 2SM2	.009	.004	.08632	.03812	18.8434	25.2987
345-345	2 MO3	.014	.003	2.39395	.46974	67.6642	11.2426
363-363	1 SO3	.008	.003	.08178	.02760	138.4251	19.3345
355-355	4 M3	.016	.003	.12835	.02331	-17.8095	10.4049
365-365	1 MK3	.006	.003	3.41218	1.52789	160.5545	25.6555
382-382	1 S3	.040	.003	28.0717	1.8521	86.642	3.780
445-445	2 MN4	.004	.002	.48103	.31442	31.4986	37.4510
455-455	2 M4	.000	.002	.02927	.17465	46.1240	341.9027
463-463	1 SN4	.002	.002	.29902	.26938	261.1943	51.6160
473-473	1 MS4	.004	.002	.56943	.25867	157.2924	26.0273
475-475	2 MK4	.007	.002	32.2038	8.5533	84.878	15.218
491-491	1 S4	.016	.002	2.17479	.25031	119.6592	6.5946
555-555	1 M5			amplitud:	.0015,	msd:	.0018
565-565	1 2MK5			amplitud:	.0027,	msd:	.0017
5X0-5X0	1 S5			amplitud:	.0150,	msd:	.0015

Tabla 5-5.

Por otra parte, en los registros de parámetros meteorológicos no ha sido posible detectar interacciones no lineales significativas (en la tabla 5-5 se muestra el resultado del análisis del registro de presión), debido a que éstas se producen por interacción con el fondo y la atmósfera se puede considerar como un medio semiinfinito. Sin embargo, sí que se han detectado modulaciones consecuencia, como ya indicamos, de la separación en grupos del análisis y de la no eliminación de componentes de largo periodo. En particular, las variaciones temporales se dejan sentir en la componente M_2 , aunque de muy pequeña amplitud, por lo que no se reflejan especialmente en las componentes MA_2 , MB_2 , MSK_2 y MKS_2 determinadas mediante análisis armónico.

A continuación, procedimos al estudio y determinación de una metodología óptima para la eliminación de los fenómenos meteorológicos. Para ello, hemos comparado métodos ya existentes (por ejemplo, los presentados en los trabajos de Hamon, Hannan, Wunsch, Lappo, Dickman y Venedikov) y, simultáneamente, se han desarrollado metodologías, que han podido ser ampliamente contrastadas en las cinco estaciones básicas.

En primer lugar, consideramos únicamente el efecto de las variaciones de presión. Para su eliminación, una primera opción es considerar sólo el efecto estático y la ecuación (5.6). En este caso, el resultado para el periodo comprendido entre el 13 de julio y el 3 de diciembre de 1991, se representa en la figura 5-12. Se ha indicado, en la gráfica, la presión media estándar considerada $\bar{p}_0 = 1013.25$ mb, según el modelo 1974 US Standard Atmosphere. Además, hemos eliminado la marea en las observaciones barométricas, con anterioridad a la eliminación del efecto barométrico invertido, para no considerar un mismo efecto dos veces. Se puede observar que la mayor parte del intervalo considerado corresponde a valores superiores de esta presión estándar. Además, se han representado simultáneamente para cada estación, en negro y como línea punteada, el nivel medio obtenido en la etapa anterior, lo que permite observar la existencia de zonas donde prácticamente no se ha corregido el efecto barométrico inverso (1 y 4), aparecen nuevas perturbaciones (2 y 5) o se ha corregido en exceso el efecto de la presión (3 y 6). Además, se puede observar que existen zonas donde en una estación se corrige en exceso, en la otra estación o no se corrige en exceso o el error cometido es menor. Estos problemas están asociados a dos factores: en primer lugar, no se tiene en cuenta el efecto dinámico y en segundo lugar, la presión estándar puede no ser la adecuada e introducir ruido.

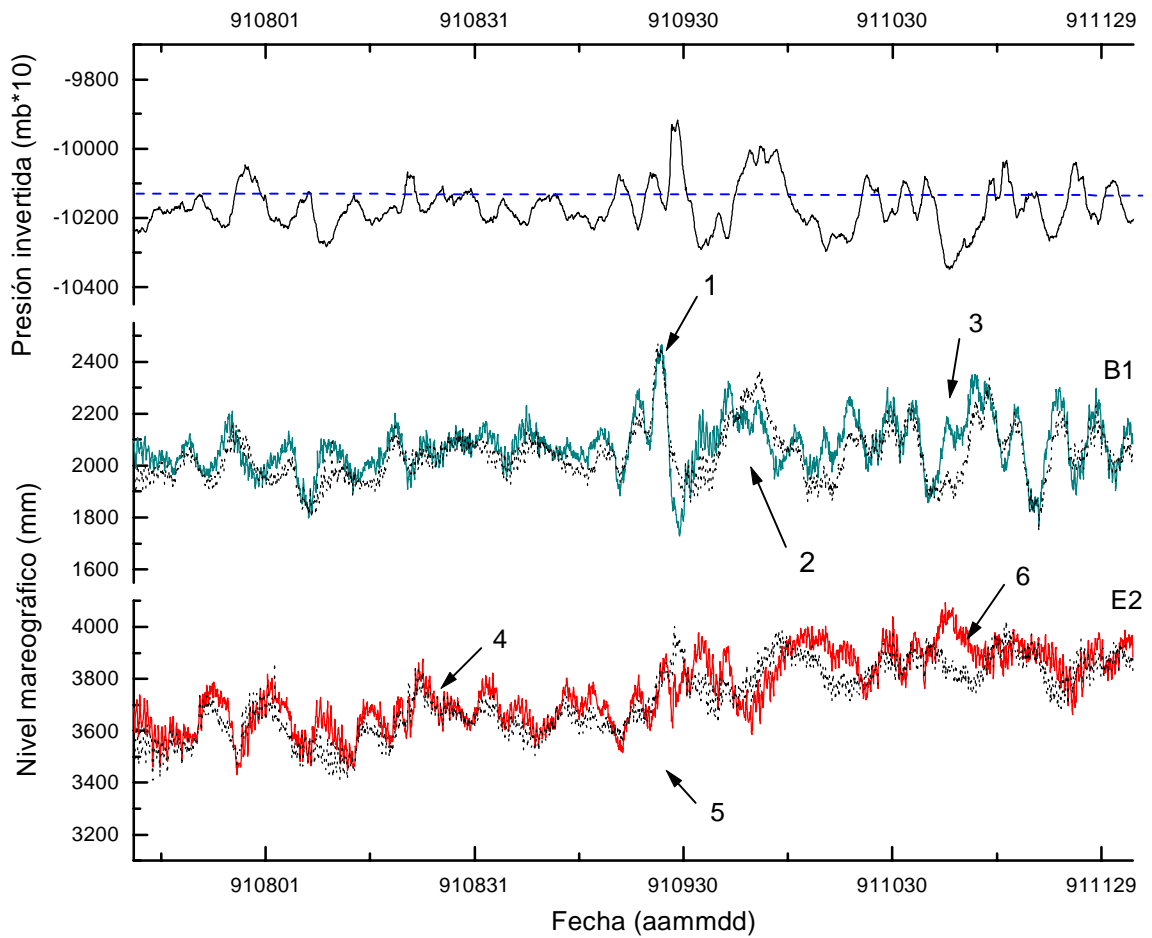


Figura 5-12: Eliminación del efecto barométrico inverso mediante el factor estándar.

Esta corrección barométrica puede ser refinada si se considera el valor de la gravedad real y la densidad del agua real, aplicando de nuevo la corrección (5.6). Gijón no es un vértice de la red gravimétrica nacional, no disponiéndose de datos gravimétricos. Como valor de la gravedad se ha usado el valor de la gravedad normal, calculada mediante la ecuación

$$\begin{aligned} \gamma &= \gamma_a \left(1 + f^* \text{sen}^2 \phi - \frac{1}{4} f_4 \text{sen}^2 2\phi \right) \\ &= 9.780327 (1 + 0.0053024 \text{sen}^2 \phi - 0.0000058 \text{sen}^2 2\phi) \text{ gales} \end{aligned}$$

donde, según el Sistema de Referencia Geodésico de 1980,

$\gamma_a = 9.7803267714$ gales	gravedad en el Ecuador
ϕ	latitud geográfica del punto
$f^* = 0.005302440112$	aplanamiento gravimétrico
$f_4 = -\frac{1}{2}f^2 + \frac{5}{2}fm = 0.0000232$	$\left\{ \begin{array}{l} f \text{ aplanamiento} \\ m \text{ razón entre fuerza centrífuga y } \gamma_a \end{array} \right.$

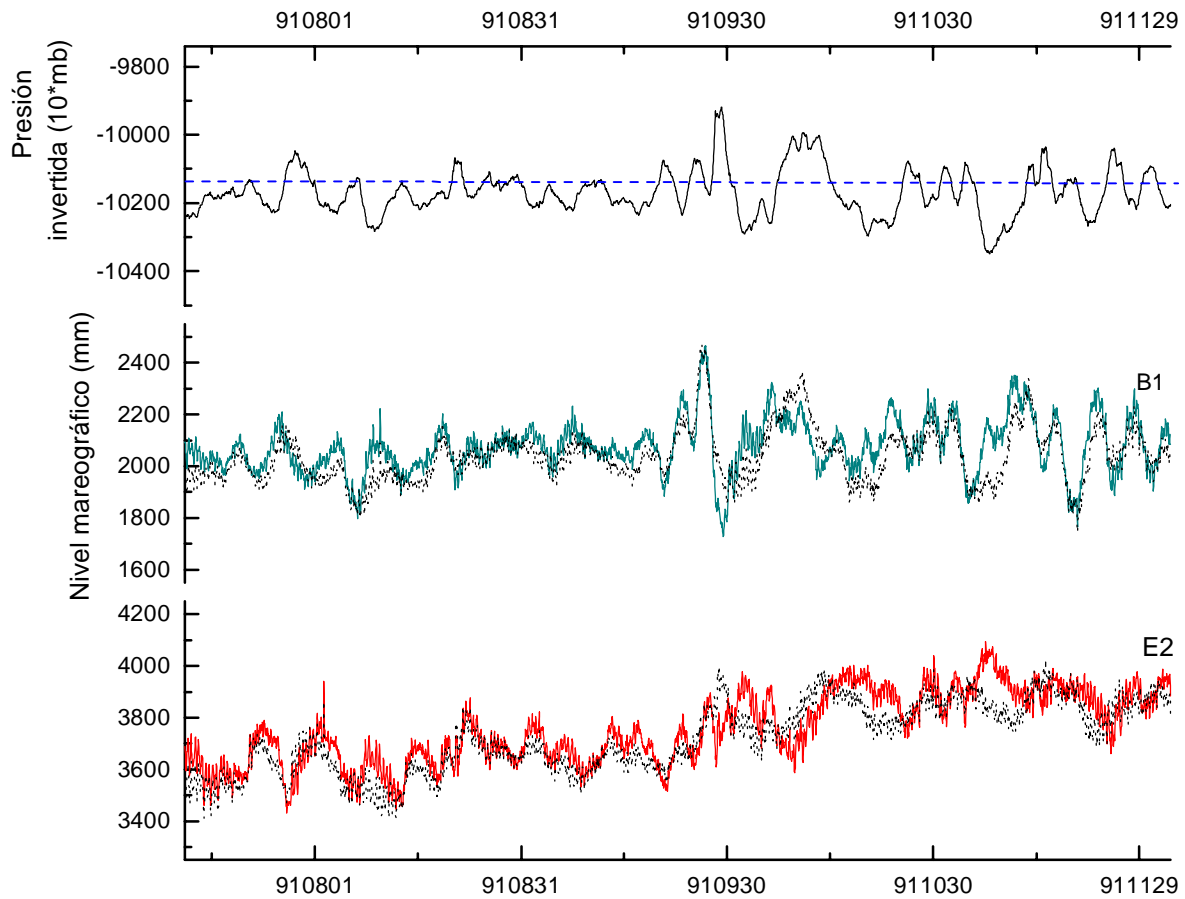


Figura 5-13: Eliminación del efecto barométrico con el factor 0.9944.

El resultado es un valor de la gravedad de 9.804903 ms^{-2} . Como densidad del agua se ha tomado la densidad media en el Atlántico Norte de $\rho_{AN} = 1025.60620 \text{ kg/m}^3$. Con estos

valores, se obtiene una corrección de

$$\Delta\zeta = -0.9944\Delta p_a \quad (5.17)$$

donde la presión media que se ha tomado es la presión estándar media, como en el caso anterior. Los resultados para las estaciones B1 y E2 durante el periodo comprendido entre el 13 de julio y el 3 de diciembre de 1991 se muestran en la figura 5-13. En esta figura se indica, con una línea punteada, el nivel medio de marea en ambas estaciones.

	E1	E2	E3	B1	B3
(a) σ	110.1	186.1	140.7	105.8	110.1
μ	3064.9	3749.4	3627.9	2003.7	3421.4
(b) σ	108.9	179.6	134.71	104.0	108.7
μ	3064.6	3748.4	3864.2	12003.5	3421.4
(c) σ	141.6	155.0	155.2	134.8	139.3
μ	3127.1	3744.4	3318.7	2055.2	3455.5
(d) σ	141.6	155.2	155.3	134.9	139.4
μ	3127.2	3654.0	3293.3	1961.4	3369.6
(e) σ	141.7	155.1	155.3	134.9	139.4
μ	3081.5	3698.7	3272.9	2009.6	3409.9

Tabla 5-6.

Los resultados obtenidos a partir de este método han sido comparados con los anteriores y con los residuales obtenidos en el capítulo anterior a través de un análisis estadístico de los datos. Se han elegido los siguientes parámetros estadísticos: desviación típica σ de cada estación, media μ y valores máximos y mínimos (tabla 5-6). Las dos primera filas (a) corresponden al nivel medio de marea, es decir, sin eliminar las interacciones no lineales, las filas siguientes (b) representan los estadísticos obtenidos en las series tras la eliminación de estas interacciones, las filas (c) corresponden a la eliminación del factor estándar (5.6), las filas siguientes (d) corresponden a la eliminación del factor (5.17), considerando la presión media estándar y las dos últimas filas

representan la eliminación de este factor, pero considerando la presión media en el periodo de observación. Los datos están indicados en milímetros.

Se puede observar que la desviación típica ha disminuido al eliminar las interacciones no lineales, lo que indica la necesidad de esta eliminación. Por otra parte, en la estación E2, la desviación típica es mayor que en las otras estaciones, lo que es consecuencia de que esta estación es la que registra las fluctuaciones que tienen lugar en el Puerto del Musel debido a la distribución de las dársenas [45]. Este parámetro aumenta al eliminar el efecto de presión atmosférica, a pesar de observarse en las figuras 5-12 y 5-13 que el nivel medio se suaviza con esta eliminación. Esto está originado por no haberse llevado a cabo una eliminación precisa. Aunque los valores de σ disminuyen en la estación E2, son mucho más elevados que en el resto de las estaciones; este hecho será puesto de nuevo de manifiesto a lo largo de este capítulo. Además, no se observan variaciones grandes en las desviaciones típicas en los tres casos considerados en lo que se elimina el efecto barométrico invertido. Finalmente, se observa que la media fluctúa considerablemente en las filas (d) y (e), lo que muestra la importancia de la presión media respecto a la que se elimina este efecto.

En apartados anteriores se mostró que las variaciones del nivel del mar como consecuencia de las perturbaciones atmosféricas, en aguas someras, es un fenómeno muy estudiado desde el punto de vista teórico. Este estudio se realiza a través de modelos de mayor o menor complejidad, pero de difícil modelización numérica, cuyos resultados dependen en gran medida de la resolución espacial y temporal de las observaciones, de su precisión y de la complejidad del modelo desarrollado. Muchos de estos modelos, al considerar variaciones globales de presión, parecen más adecuados para un estudio global de los fenómenos atmosféricos, pero para un estudio local o regional, donde se dispone de observaciones de mayor precisión en esta escala espacial, puede resultar mucho más adecuado, y preciso, el desarrollo de modelos específicos basados en metodologías empíricas o semiempíricas.

Debido a que, de forma general, las series mareográficas y las de presión atmosférica se pueden considerar como suma de componentes de distintas frecuencias, un factor barométrico se puede definir para cada frecuencia. La dependencia en bandas de frecuencia de la respuesta del océano a variaciones de presión ha sido estudiada por diversos autores [119, 64, 308, 311, 95]. Aunque esta dependencia es clara, bajo nuestro punto de vista, si se elimina la marea con

anterioridad al estudio de la presión no es necesario este estudio, ya que no existen estas frecuencias en los residuales. Sin embargo, debido a que sólo hemos eliminado las bandas diurnas, semidiurnas, terциodiurnas e interacciones no lineales, sí que vamos a estudiar los espectros de potencia para determinar esta relación en frecuencias no de marea.

Uno de los primeros trabajos presentados en épocas recientes relativo al efecto barométrico inverso fue el realizado por Hamon [119] en los primeros años 60 del siglo XX en tres estaciones de la costa este australiana. Analiza en él la coherencia o grado de asociación en función de la frecuencia entre la presión atmosférica y medias mareográficas diarias en Sidney, Coff's Harbour y la isla de Lord Howe. Hamon también compara los resultados obtenidos en las diferentes estaciones, para lo que determina lo que denomina "nivel del mar ajustado" en el día t , z_t a partir de la presión media diaria x_t y del nivel medio diario del mar y_t , por medio de la siguiente expresión

$$z_t = y_t + 0.06x_{t-1} + 0.88x_t + 0.06x_{t+1} \quad (5.18)$$

que no sólo tiene en cuenta el valor de la presión en el mismo instante, sino también en los días anterior y posterior. Sin embargo, al trabajar con medias diarias, no se puede decir que considere el efecto dinámico de la presión, como veremos más adelante. Además, con este método no se elimina completamente el efecto barométrico inverso (incluso en una de las estaciones se amplifica), como se puede observar en las gráficas de los espectros de potencia de las distintas series presentadas por este autor. A partir de este estudio concluye que la mayor parte de la variación está en periodos entre 4 y 14 días, asociados a los movimientos de sistemas de presión a lo largo del continente de oeste a este. A partir del estudio anterior, determina la relación entre dos series mareográficas en términos del coeficiente de correlación y diferencia de fase en función de la frecuencia, para distintas estaciones. Las diferencias encontradas entre Sidney y el Coff's Harbour las atribuye a efectos atmosféricos que no fueron eliminados. Resaltamos que trabaja con medias diarias y que no ha eliminado por ningún otro medio ni la marea oceánica ni las interacciones no lineales.

Por otra parte, Robinson indica [240], a partir del estudio de la ecuación linealizada no dispersiva para el desplazamiento vertical del nivel del océano con variaciones de presión y

considerando el transporte de masas oceánicas, que esto podría estar debido a la presencia de una plataforma costera, que ocasiona que la respuesta a perturbaciones meteorológicas sea dinámica y no estática, ya que está asociada a fenómenos de resonancia.

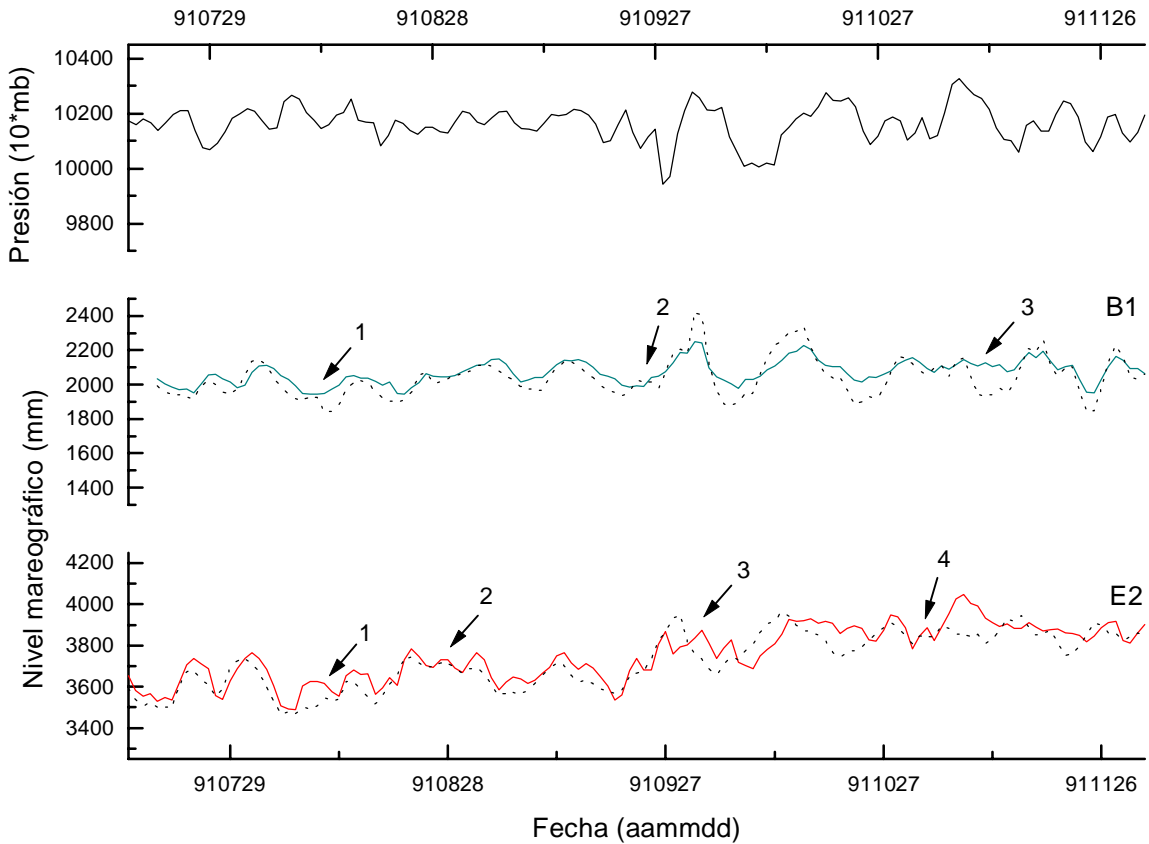


Figura 5-14: Eliminación del efecto barométrico inverso en las estaciones B1 y E2 a partir de los datos originales.

Para comparar los resultados proporcionados por la metodología de Hamon con los obtenidos con los métodos anteriores, hemos repetido este proceso en las estaciones situadas en el Puerto del Musel. Tenemos que señalar que la presión atmosférica se ha tomado respecto a la presión estándar en la zona. Y que si se sigue el procedimiento empleado por este autor, hay que tomar los datos horarios sin eliminar ni marea ni ningún otro fenómeno. No obstante, nosotros hemos dividido el estudio en dos partes. En primer lugar se ha eliminado, según la ecuación (5.18), el efecto barométrico inverso a partir de lecturas horarias corregidas de errores groseros. Y, en

segundo lugar, se ha eliminado a partir de las series (mareográficas y de presión) obtenidas en la etapa anterior, es decir, sin perturbaciones de alta frecuencia, sin marea y sin interacciones no lineales. En las figuras 5-14 y 5-15 se presentan los resultados obtenidos entre el 18 de julio y el 2 de diciembre de 1991; la línea punteada representa las medias diarias sin eliminar el EBI.

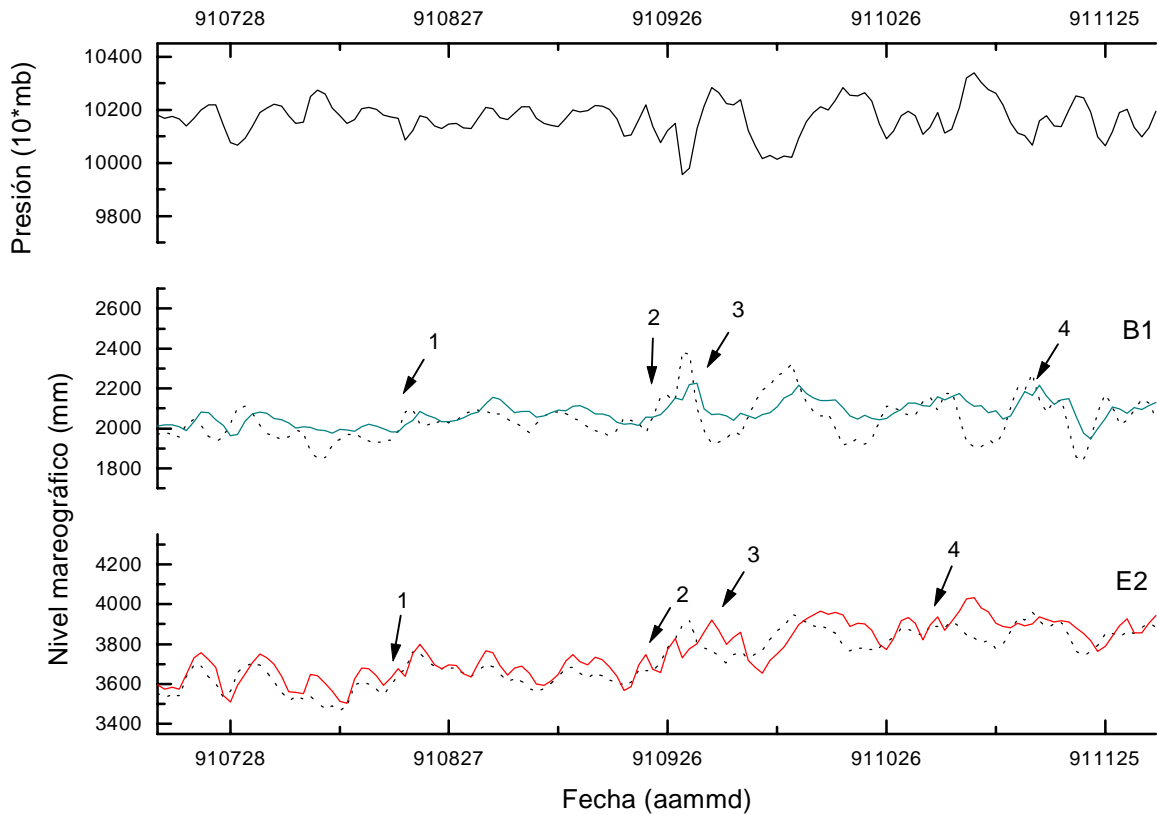


Figura 5-15: Eliminación del efecto barométrico inverso a partir de los residuales tras la apodización de la marea e interacciones no lineales.

Aunque, a primera vista, podría parecer que las series formadas por las medias diarias representan una mejor aproximación al nivel medio que la obtenida tras la eliminación de distintos efectos, esto se debe, en gran medida, al preproceso efectuado en las series, donde se han eliminado, además de errores groseros, las perturbaciones de alta frecuencia, que son una importante fuente de ruido. Además, comparando estas gráficas con las figuras 5-11, 5-12 y 5-13, se puede observar que variaciones de nivel claramente ocasionadas por el efecto de la

presión (ver figura 5-11) no muestran esta relación en estas figuras de forma tan clara (como ejemplos, señalamos 1 y 2). Por otra parte, tras la eliminación del efecto barométrico inverso, existen zonas (como, por ejemplo, 3 o 4) donde este efecto no sólo no ha sido eliminado, sino que aparecen nuevas perturbaciones, que incluso no aparecen cuando se emplea el efecto barométrico estándar (figura 5-12). Sin embargo, comparando ambas gráficas entre sí, se puede apreciar que si se eliminan antes la marea y las interacciones no lineales, las medias diarias presentan una distribución más suavizada. Adicionalmente, la corrección del efecto barométrico inverso aplicado a estas medias diarias es claramente más regular que si no se eliminan anteriormente estos efectos perturbadores.

Una investigación estadística de la coherencia entre series mareográficas y de presión fue realizada, en 1979, por Lappo *et al.* [158] sobre dos meses de observaciones en cinco estaciones del archipiélago de las Kuriles separadas entre 200 y 1300 km, a partir de las frecuencias presentes en las series. Introducen un nuevo factor, que es la separación espacial entre las estaciones; no indican si trabajan con observaciones horarias o medias diarias. Determinaron la diferencia entre observaciones de nivel del mar y de presión y correlacionaron su espectro de potencia. Posteriormente, expresaron el factor barométrico como el valor medio del módulo de la función de transferencia entre las distintas series, obteniendo una función no monótona de la escala espacial (variable x)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = M(x) \frac{1}{\rho g} \frac{\partial p_a}{\partial x}$$

que crece si la distancia entre estaciones de 600 a 800 km y decrece para esta distancia igual a 1300. Muestran, pues, la dependencia de la respuesta del océano de la escala espacial de la perturbación considerada, muy relacionada con la frecuencia de la perturbación. Tampoco estos autores indican que eliminan la marea de los registros.

En las estaciones situadas en el Puerto del Musel de Gijón hemos estudiado la relación entre las amplitudes de los residuales mareográficos y de presión obtenidos hasta este momento (figura 5-16). Como se puede apreciar, no existe una relación entre las amplitudes de los residuales de presión (en rojo) y mareográficos (en azul). Se ha representado sólo la amplitud de las componentes de periodo menor a 1.4 días, que es donde se deja de apreciar el efecto ventana

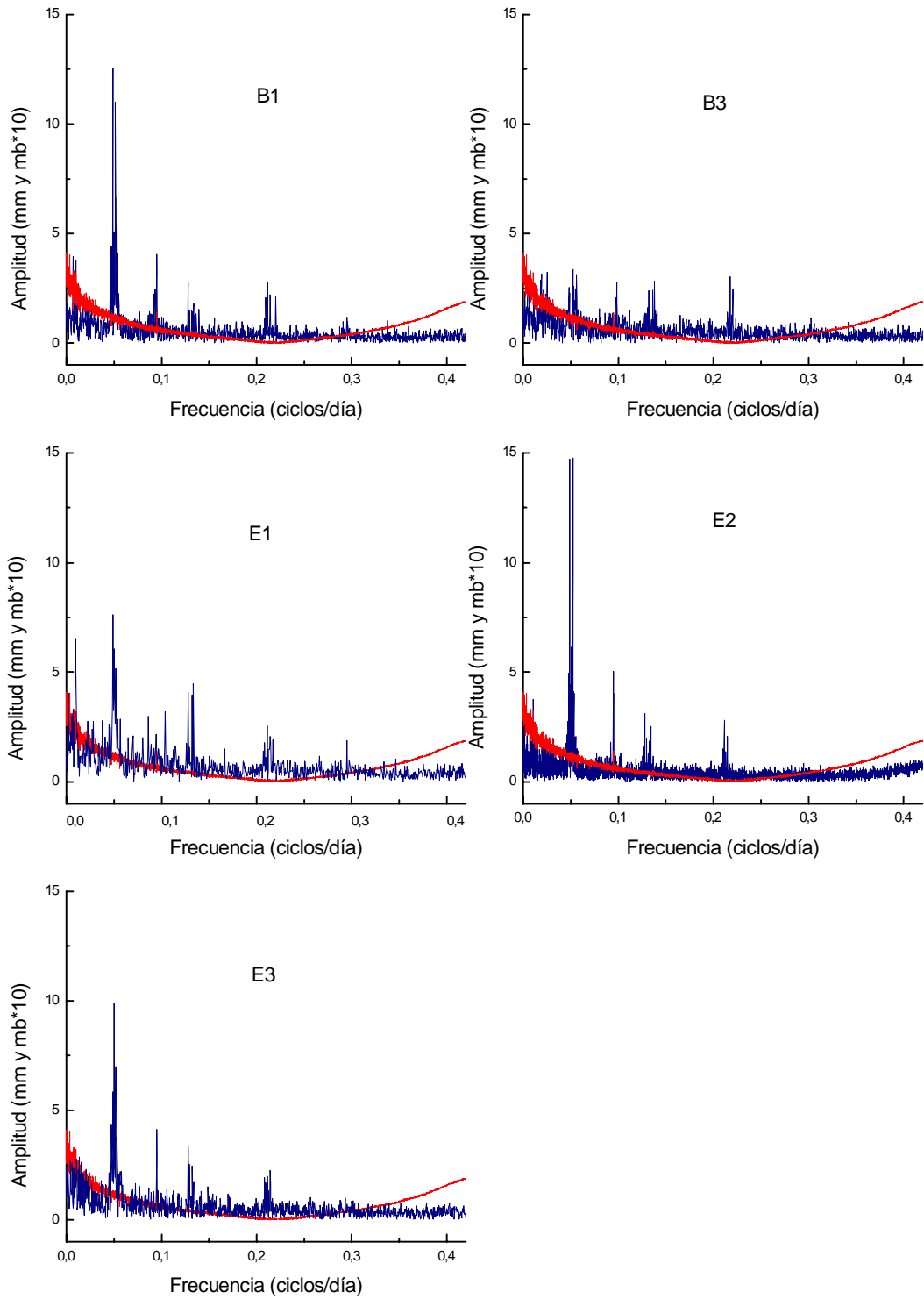


Figura 5-16: Espectros de potencia de los residuales de las observaciones mareográficas y de presión.

ocasionado por la Transformada Rápida de Fourier. Por lo tanto, sólo se estudia en este caso la correlación entre componentes de periodo diurno o menor, que no eran estudiados en el trabajo de Hamon, al considerarse medias diarias. Estos resultados, pues, no contradicen a los de este autor. Sin embargo, en la figura 5-16 destacan amplitudes significativas en armónicos de periodo cercano a 12 horas en las cinco estaciones mareográficas, que no son debidas a efectos de presión, sino que tienen su origen en la agrupación de componentes realizada por el método de análisis armónico utilizado para la apodización de la marea.

Por otra parte, en las frecuencias de marea se ha estudiado la correlación entre las amplitudes de las componentes oceanográficas y barométricas (sin haber eliminado de estas series el efecto de marea), utilizando los programas NSV desarrollados por A.P. Venedikov. Estos programas permiten determinar el factor de regresión, para las principales especies y a partir de los valores filtrados (tabla 5-7), así como estudiar la correlación junto con un desfase entre estas especies (tabla 5-8).

Especie	B1	B3	E1	E2	E3
Diurna	-1.020±0.005	-1.132±0.065	-1.079±0.082	-0.146±0.047	-1.064±0.106
Semidiurna	-0.891±0.018	-1.120±0.160	-1.282±0.182	-0.442±0.275	-0.881±0.594
Terciodiurna	-1.008±0.008	-1.112±0.123	-1.130±0.131	-0.157±0.065	-1.130±0.141
Cuartodiurna	-0.961±0.274	-1.070±0.019	-1.876±0.386	-0.275±0.182	-1.414±0.481
Quintodiurna	-0.948±0.075	-1.110±0.148	-1.0410±0.105	-0.134±0.066	-1.184±0.166
Sextodiurna	-1.062±0.069	-1.296±0.141	-0.961±0.125	-0.236±0.068	-1.029±0.175

Tabla 5-7.

Como se puede apreciar en la tabla 5-7, en todas las estaciones menos en la estación E2, los factores de regresión son próximos a -1 . Esto indica que la respuesta en las bandas de frecuencias de marea es muy similar a la respuesta estática, estando debidas a la componente dinámica las desviaciones de estos valores respecto al factor estático. Por otra parte, resaltamos los pequeños valores de la desviación típica, que hace que los factores sean muy significativos. Las diferencias mayores se presentan en las bandas semidiurna y cuartodiurna, bandas con una mayor influencia de modulaciones y de interacciones no lineales, que están reflejadas en estos

resultados. La estación E2 merece mención especial; los valores dispares del factor de regresión se debe a su especial situación dentro de las dársenas del puerto (figura 3-1), que ocasiona que las interacciones entre distintas componentes del registro mareográfico consecuencia de la distribución de los muelles están reflejadas en él. Estas interacciones modifican la amplitud y fase de las componentes de marea oceánica, pero no las de presión atmosférica, por lo que los factores de regresión no se pueden determinar con precisión y sus valores son muy pequeños.

El análisis se ha repetido en todas las estaciones, pero considerando la existencia de un desfase entre las componentes mareográficas y oceanográficas. En la tabla 5-8 se han tabulado sólo los desfases obtenidos, ya que los factores de regresión y su desviación típica son muy similares a los de la tabla 5-7. Se puede observar que las fases, excepto en la estación E2 y por las razones indicadas anteriormente, son muy cercanas a 0° ; son un poco mayores en las componentes cuartodiurnas, debido a la amplitud de las interacciones no lineales entre armónicos de marea, que ya fueron estudiadas anteriormente.

Especie	B1	B3	E1	E2	E3
Diurna	-1.38	-0.20	5.05	-1.61	-0.50
Semidiurna	-7.41	-8.28	-7.94	40.43	-2.35
Terciodiurna	-22.42	-10.86	-0.45	-61.46	-4.57
Cuartodiurna	-23.88	-57.03	26.06	-46.29	-4.01
Quintodiurna	-5.93	6.49	14.50	-60.32	-2.35
Sextodiurna	0.59	4.77	8.40	-18.04	-6.09

Tabla 5-8.

Este proceso se ha utilizado para estudiar la relación entre las observaciones oceanográficas y temperatura o viento, así como entre los distintos parámetros meteorológicos. Sin embargo, los factores obtenidos, no son, en la mayoría de los casos, significativos, lo que indica la no dependencia en estas bandas de frecuencia entre las distintas componentes meteorológicas.

Diversos métodos para el análisis de series temporales con variables relacionadas fueron analizados por Hamon y Hannan en 1963 [123]. Estos métodos son regresión lineal, regresión múltiple y regresión desfasada, entre frecuencias de ambas series. Además, aplican estos métodos a las tres estaciones de la costa este australiana estudiadas por Hamon en 1962 [119]. En

el caso de regresión múltiple consideran la dirección del viento y su intensidad. Sin embargo, ninguno de estos tres métodos ha proporcionado buenos resultados en estas series, lo que los autores atribuyen a que no es grande la variación de la razón señal-ruido con la frecuencia. Trabajan con espectros de potencia, debido a que “tienen dos ventajas sobre los métodos de regresión tradicionales. Primero, tienen explícitamente en cuenta la variación de la razón señal-ruido con la frecuencia; en segundo lugar, permiten ajustar los efectos de la respuesta instrumental con la frecuencia y la respuesta con la frecuencia de cualquier filtro numérico que ha sido aplicado a los datos”. Un estudio similar fue realizado por Wang *et al.* [324] en 1997 en la bahía de San Francisco. Estos autores expresaron la respuesta del océano empíricamente mediante regresión lineal múltiple en el dominio de la frecuencia, a partir de observaciones mareográficas y presión atmosférica y componentes del viento. Según nuestro punto de vista, si se considera la variación de la razón señal-ruido con la frecuencia, aunque la relación entre ambas series temporales sea grande, no se va a poder determinar de forma precisa el factor que permita la eliminación. Además, en nuestro caso, hasta ahora sólo se han eliminado mareas e interacciones no lineales y perturbaciones de alta frecuencia. Para mareas, se ha seguido un proceso similar en las series de ambos parámetros; y las perturbaciones de alta frecuencia se eliminaron contrastando que no se introducía ruido, por lo que la segunda razón tampoco parece justificar el uso de métodos globales de regresión sobre el espectro de potencia de las distintas series obtenidas en el Puerto del Musel. Sin embargo, en la figura 5-17 hemos representado los espectros de potencia de la temperatura (en centésimas de grado), viento (intensidad en cm/s y dirección en grados) y presión (en décimas de milibar), tras la eliminación de la marea. Se pueden apreciar componentes en frecuencias muy próximas a las semidiurnas, así como una componente en frecuencias terciodiurnas. En la dirección del viento se destaca, así mismo, una componente diurna. Aunque estas frecuencias ya fueron eliminadas durante el análisis, quedan aún componentes (aunque de amplitud mínima) debido a imperfecciones de la elaboración de los grupos y la aproximación finita.

En un trabajo presentado en 1966, Hamon [121] determina el factor barométrico M o factor de regresión empírico entre las observaciones de nivel oceánico y de presión atmosférica en 17 estaciones situadas a lo largo de la costa australiana, a partir de medias diarias. Este análisis muestra variaciones considerables entre las estaciones de las distintas costas y también entre

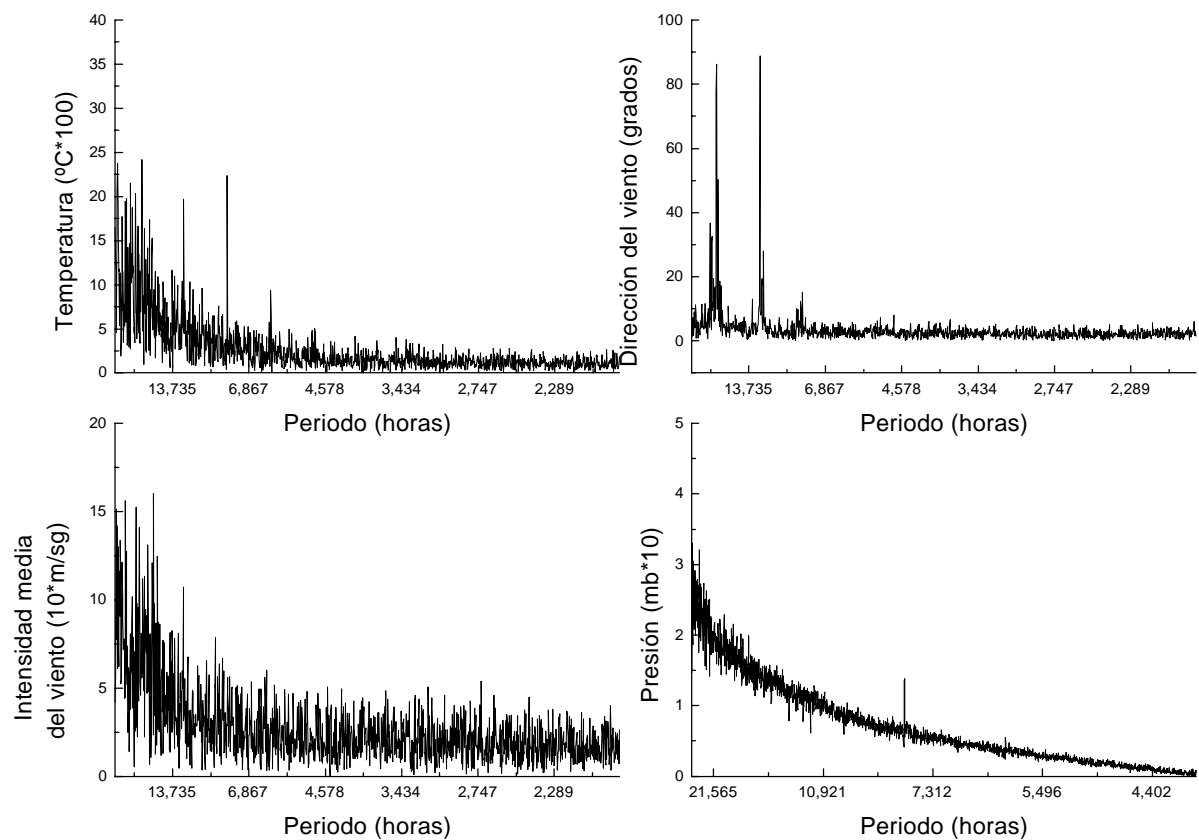


Figura 5-17: Espectros de potencia de los residuales de presión, temperatura e intensidad media del viento.

estaciones de la misma costa, difiriendo en la mayoría este factor del factor teórico. En el caso de estaciones tropicales, debido a la poca amplitud de las variaciones de presión, el efecto barométrico inverso puede ser despreciado. La longitud de las series sobre las que se realiza la regresión varía, en días, entre 58 y 168. Por otra parte, el análisis de variaciones estacionales no proporcionó resultados significativos. Hamon afirma que “la distribución de los factores barométricos altos y bajos no es aleatoria, sino que aparecen en regiones definidas; parece improbable que estas discrepancias puedan ser explicadas por características especiales de la topografía del fondo cerca de los sensores mareográficos individuales”. Además, Hamon estudia la influencia del viento en las discrepancias entre Sidney y Coff’s Harbour, descomponiendo el efecto dinámico en el efecto estático y la elevación debido a una onda costera. Sin embargo,

no estudia, ni cita, la posible dependencia del factor barométrico con el intervalo considerado o con la composición local del fondo oceánico.

Un estudio similar es el presentado por Wunsch en 1972 [338], donde analiza la coherencia entre series mareográficas y observaciones barométricas obtenidas en las Islas Bermudas. Muestra que el rango en el que se verifica la ley barométrica inversa es en el rango de periodos de 80 a 400 horas. Por lo tanto, sólo se puede aplicar la corrección por efecto estático en un rango muy pequeño de procesos atmosféricos. Así mismo, obtuvo por análisis espectral una relación de -1.01 ± 0.08 cm/mb en periodos de 5 días.

Los gradientes horizontales de presión en el nivel del mar fueron estudiados por Garrett y Toulany en 1982 [104]. Partiendo de datos horarios de nivel medio de marea en cuatro estaciones situadas al noreste del Golfo de St. Lawrence, valores cada 6 horas de presión atmosférica en otras cuatro estaciones distintas (ignorando los efectos de separación entre las estaciones mareográficas y meteorológicas), estudiaron la relación entre el nivel del mar y presión atmosférica local y gradientes de presión (determinados con la diferencia de presión entre estaciones meteorológicas distintas). A partir de estos datos y por medio de regresión múltiple en cada frecuencia, mostraron una respuesta barométrica inversa del océano en frecuencias bajas, pero no en frecuencias altas.

Existen otras aproximaciones distintas al problema. Como ejemplo citamos el enfoque propuesto por Dickman [64], quien considera que el forzamiento oceánico externo ocasionado por la presión puede ser tratado como el ocasionado por las fuerzas derivadas del potencial perturbador de mareas. Se puede representar como suma de componentes armónicas esféricas, no coincidentes con las frecuencias de mareas. Las ecuaciones que gobiernan este efectos son las de Laplace modificadas introduciendo la fricción con el fondo linealizada, carga oceánica y atracción de las masa perturbadoras, junto con el efecto de carga y el efecto de atracción de las masas atmosféricas. No considera periodos menores de unos pocos días (cuando la mayor parte de las perturbaciones atmosféricas tienen un periodo entre 5 y 10 días), pero sí considera el periodo Chandleriano. Concluye que las diferencias encontradas entre observaciones y resultados proporcionados por este método podrían estar causadas por no haber incorporado otros fenómenos y por la no disponibilidad de observaciones más precisas del nivel del mar, como variaciones de largo periodo o de movimientos de la corteza.

Resumiendo, la mayor parte de los estudios recientes existentes sobre la respuesta barométrica inversa del océano a variaciones de presión coinciden en que la respuesta no es estática, aunque no siempre una corrección dinámica es aplicada. Esta corrección dinámica está principalmente asociada tanto a variaciones de presión como a fluctuaciones ocasionadas por el viento, si bien algunos autores, a partir de los espectros del nivel del mar y de la presión atmosférica concluyen que la respuesta en periodos mayores que unos días es isostática [223]. Por otra parte, en muchos de estos estudios no se dispone, para efectuar la determinación, de datos horarios, tanto mareográficos como atmosféricos. Y, además, no se tiene en cuenta que el efecto en frecuencias de marea y fue eliminado del registro mareográfico y este proceso se debe repetir también en los registros de presión.

La necesidad de una eliminación del efecto de presión dinámico en el Puerto del Musel se ha puesto de manifiesto a lo largo de este capítulo (figuras 5-10, 5-11, 5-12, 5-13). Al realizarse una determinación local del nivel medio no parece apropiado efectuar correcciones globales, ya que la precisión ganada así está difuminada (si no empeorada) por la menor precisión de las observaciones globales y de sus modelos. Los modelos empíricos desarrollados tratan de explicar, generalmente, cómo se comporta el océano en determinadas circunstancias ante las perturbaciones atmosféricas. Y además, aunque existen modelos teóricos que describen y modelizan de forma bastante aproximada el fenómeno, en la práctica no son aplicables por su complejidad o por la pérdida de precisión debida a las simplificaciones en ellos efectuadas. Por otra parte, dentro de la base de datos en la que se basa este trabajo se dispone de un gran número de observaciones de gran calidad, lo que está mostrado en la determinación de las constantes armónicas; este hecho permite, así mismo, una eliminación precisa de la marea en los distintos registros para su eliminación a priori en todos los registros. La base de datos aporta diversas series obtenidas en estaciones cercanas, pero de distintas características, lo que posibilita estudiar un gran número de particularidades que influyen en la respuesta del océano. Por todas estas razones, hemos optado por la realización de un estudio empírico que permita evaluar y eliminar el efecto de las perturbaciones atmosféricas sobre el océano, proceso que se describe a continuación.

Una primera etapa en la evaluación del efecto de la presión sobre el nivel medio se basa en análisis de regresión lineal simple. Aunque estos modelos ya fueron empleados en Astronomía

y Geodesia por Gauss y Laplace a principios del siglo XIX, principalmente en relación con el método de mínimos cuadrados, no fue hasta 1869 cuando el médico británico Francis Galton estableció los principios del método de regresión simple cuando estudiaba la influencia del factor genético en la estatura. Sus ideas fueron posteriormente desarrolladas matemáticamente y divulgadas por F.Y. Edgeworth, K. Pearson y G.U. Yule, siendo actualmente una potente herramienta para la relación entre diversas observaciones en una gran cantidad de disciplinas.

Estación	Intervalo	ρ	β (cm/mb)
B1	10.06.91-28.07.93	-0.75631	-1.10657
B3	22.06.91-02.01.92	-0.80845	-1.26125
E1	14.11.90-21.05.91	-0.82426	-1.06126
E2	03.01.91-17.05.94	-0.14506	-0.31895
E3	01.10.91-08.04.91	-0.70960	-1.23292

Tabla 5-9.

Dentro de este estudio hemos determinado, en primer lugar, el coeficiente de correlación ρ y el coeficiente de regresión β (también denominado, en este caso, factor barométrico) entre las observaciones mareográficas y de presión. Los resultados obtenidos, para las cinco series situadas en el puerto del Musel, se muestran en la tabla 5-9. En todas las estaciones, excepto E2, a partir de los valores de ρ se puede afirmar que la correlación es clara. Los factores barométricos son superiores al factor estático teórico, lo que refleja la inclusión en él del efecto dinámico. Además, en las estaciones B3 y E1 es superior al de las estaciones B1 y E3, lo que, al poseerse de estas estaciones las series de observación de menor longitud, está relacionado con la asimilación de tendencias estacionales parciales a la regresión lineal. Además, también puede estar relacionado con la posición de las estaciones y con la composición del fondo oceánico. En efecto, las dos primeras están situadas en las dársenas interiores del puerto, en emplazamientos más protegidos y a una profundidad menor; estos resultados están en concordancia con lo afirmado en la ecuación (5.13).

En la estación E2, a pesar de haberse obtenido la serie de mayor longitud, el valor de ρ muestra que ambas series temporales no están fuertemente correlacionadas; este hecho está

asociado a la existencia de oscilaciones libres en el emplazamiento de esta estación. Sin duda, el valor de ρ influye notablemente en la poca magnitud del factor barométrico, que es muy poco realista. Diferencias en el factor barométrico obtenido en varias estaciones ya fueron señalados por Hamon mientras estudiaba la respuesta isostática del nivel del mar a variaciones de presión en 17 estaciones australianas, aunque los factores no fueron determinados en el mismo intervalo. Estas diferencias están causadas por una compleja interacción de varios factores, siendo los más importantes la batimetría y forma de la cuenca, morfología de la corteza oceánica, propiedades del agua y características de la perturbación; es decir, se considera el factor dinámico. Además, las diferencias en los factores barométricos podrían estar debidas a la omisión de una o más variables muy relacionadas con la presión atmosférica, como la intensidad y dirección del viento o la temperatura.

Los resultados obtenidos de la eliminación de estos efectos en las estaciones B1, B3 y E2 se muestran en la figura 5-18. En esta figura se presenta, para la presión (sin marea), también el valor medio de la misma durante el periodo de observación; respecto a él se realiza la eliminación. Para las estaciones mareográficas se señalan también las observaciones anteriores a esta eliminación con una línea punteada. En las estaciones B1 y B3, se puede observar que las correcciones son mayores que en las figuras 5-12 y 5-13, aunque todavía hay zonas donde el efecto barométrico parece tener magnitud mayor que la eliminada. Además, en estas estaciones hay intervalos donde se ha “sobrecorregido” este efecto. En la estación E2 la corrección aplicada es, claramente, insuficiente. Esto es debido a la pequeña magnitud del factor barométrico y a la poca precisión de la correlación.

En general, los resultados anteriores muestran que con la consideración del efecto barométrico estático teórico o del factor barométrico, la eliminación del efecto de presión sobre observaciones de nivel no resulta satisfactoria. Esto puede indicar la necesidad de una consideración conjunta de las principales perturbaciones meteorológicas y/o la aplicación de nuevas técnicas para su eliminación con el fin de obtener un nivel medio oceánico. La mayoría de los resultados que se presentan a continuación se han obtenido con la herramienta estadística Statgraphics Plus.

Una primera opción a considerar es la determinación de la existencia de desfasajes en la reacción del océano a variaciones de presión. Por este motivo, se han realizado diversos análisis

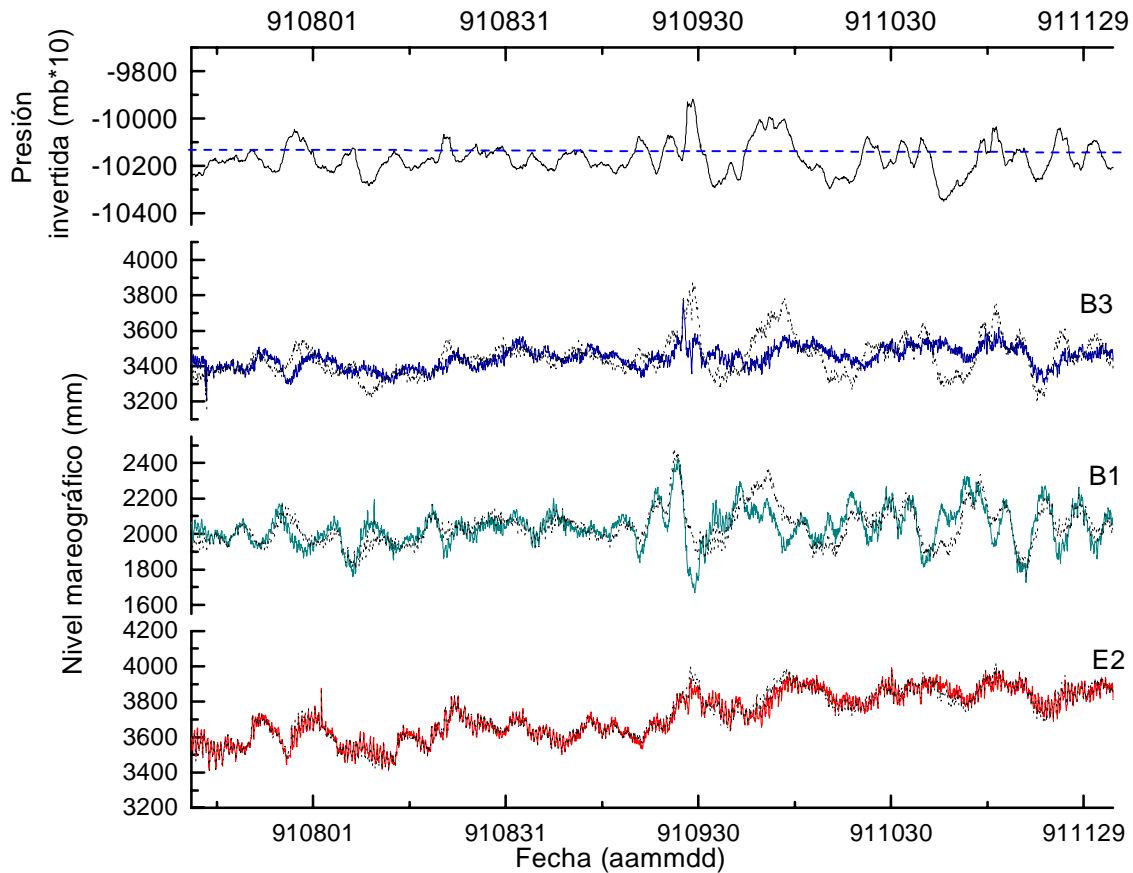


Figura 5-18: Eliminación del efecto de presión atmosférica considerando el factor barométrico.

de regresión lineal simple considerando diversos desfases de la presión. Así mismo, para determinar la importancia de la presión en las observaciones mareográficas, hemos realizado un análisis de varianza (ADEVA), herramienta importante para el estudio de la relación entre una variable dependiente (nivel del mar) y una o varias variables dependientes (presión, pero también puede ser temperatura o componentes direccionales del viento), donde no se requiere ninguna suposición sobre la naturaleza de la relación estadística. Con esta finalidad, además del coeficiente de correlación ρ y del coeficiente de regresión β (cm/mbar), se han determinado, para cada desfase, el p -valor o valor de referencia, que indica la probabilidad de que la relación significativa estadísticamente sea distinta de la estimada mediante regresión, estrechamente relacionado con el nivel de confianza α , y el coeficiente de varianza explicada R^2 , relacionada con el coeficiente de determinación mediante $R^2 = \rho^2 100\%$. En este caso, el p -valor corresponde

a comprobar la hipótesis de que los coeficientes sean todos cero, por lo que son deseables valores pequeños de este parámetro. Los resultados obtenidos en las estaciones situadas en el Puerto del Musel, se presentan en la tabla 5-10. Hay que señalar que el p -valor se ha obtenido para las hipótesis alternativas

$$H_0 : \beta_i = 0 \quad H_1 : \beta_i \neq 0$$

donde β_i son los coeficientes estimados mediante el ajuste. Consecuentemente, valores pequeños del p -valor apoyan la hipótesis de que $\beta_i \neq 0$.

Estación	Desf.	ρ	β	p -valor	R^2
B1	1	-0.7603	-1.1120	0.000	57.8
	2	-0.7628	-1.1152	0.000	58.2
	3	-0.7641	-1.1166	0.000	58.4
	4	-0.7641	-1.1164	0.000	58.4
B3	1	-0.8112	-1.2667	0.000	65.8
	2	-0.8146	-1.2707	0.000	66.4
	3	-0.8163	-1.2733	0.000	66.6
	4	-0.8173	-1.2748	0.000	66.8
	5	-0.8173	-1.2748	0.000	66.8
E1	1	-0.8251	-1.0628	0.000	68.1
	2	-0.8247	-1.0628	0.000	68.0
E2	1	-0.1437	-0.3161	0.000	2.1
E3	1	-0.7121	-1.2379	0.000	50.7
	2	-0.7133	-1.2407	0.000	50.9
	3	-0.7136	-1.2418	0.000	50.9
	4	-0.7133	-1.2417	0.000	50.8

Tabla 5-10.

Se han representado sólo los desfases en los que se estabiliza el coeficiente de regresión o en los que empieza a presentar valores menores. Como se puede apreciar a partir de los resultados

del p -valor, la relación es significativa en un nivel de confianza del 99%. Además, los resultados de ρ y β , todos ellos significativos según la desviación típica de la estimación que no ha sido tabulada, son muy similares a los obtenidos sin considerar ningún tipo de desfase, modificando sólo la segunda cifra decimal en β , lo que significa que se introducen diferencias del orden de décima de milímetro por milibar, muy por debajo de la precisión de las observaciones, por lo que pueden ser ignoradas. La variabilidad de la señal mareográfica como consecuencia de las variaciones de presión, expresada mediante R^2 , es muy similar a la determinada sin desfases. Por otra parte, los resultados obtenidos en las estaciones más interiores, especialmente en E2, confirman que no existen fenómenos de retardo de la reacción del océano en las estaciones más interiores como consecuencia de su posición. A la vista de la tabla anterior, podemos afirmar que en las estaciones situadas en el Puerto del Musel, la existencia de un retardo de la reacción del océano a variaciones de presión no es un factor importante.

A partir de la regresión lineal se han ido desarrollando modelos más complejos, como regresión polinómica, ya utilizada en este trabajo durante la etapa de preproceso. Aparece al aproximar una función de respuesta no lineal mediante una ecuación polinómica

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 x_i^2 + \dots + \beta_n x_i^n + \varepsilon_i$$

para una variable independiente x_i (en nuestro caso, las observaciones meteorológicas) observada en los instantes t_i , y para la variable dependiente y_i (observaciones mareográficas), siendo ε_i , el término de error, que se supone que es independiente y que se distribuye según una normal $N(0, \sigma^2)$. A priori, apropiado para la determinación del efecto de la presión, especialmente en las series de menor longitud, donde se pueden de esta manera eliminar las variaciones estacionales de presión. Esto es lo que hemos realizado a continuación, intentando establecer una relación más compleja entre estas variables. Como ya indicamos, el principal problema para la correlación polinómica es la determinación del grado n del polinomio. En general, en las distintas estaciones situadas en el Puerto del Musel, hemos observado que si se intentan explicar las variaciones del nivel medio mediante un polinomio donde la variable independiente son las observaciones barométricas de grado 3 o superior, aumenta considerablemente el p -valor, con lo que disminuye el intervalo de confianza. Aproximando mediante un polinomio de grado 2,

el nivel de confianza se mantiene en el 99% y aumenta ligeramente el coeficiente de la varian-za residual. Los valores de estos coeficientes determinados en las cinco estaciones, para un polinomio de grados 2, se muestran en la tabla 5-11.

	Estación B1	Estación B3	Estación E1	Estación E2	Estación E3
β_0	15144.3	17271.7	9671.3	27467.6	7503.0
β_1	-28.2497	-32.0273	-17.4261	-53.0149	-12.874
β_2	0.001333	0.001512	0.000808	0.002593	0.000573
R^2	58.11	66.50	68.97	4.67	50.46

Tabla 5-11.

Tenemos que señalar que aunque no se ha tabulado la desviación típica de la estimación de los coeficientes anteriores, en todos los casos éstos resultan significativos. β_0 está expresado en centímetros, β_1 está dado en cm/mbar y las unidades de β_2 son cm/mbar². Además, aunque puede parecer que el coeficiente de la potencia de orden 1 de la presión, β_1 , es muy diferente del factor barométrico, esto se debe a que este último considera variaciones respecto a la presión media, mientras que en esta determinación se consideran variaciones respecto al nivel cero, por lo que el término de la presión media (y sus potencias y productos con la variable independiente) están incluidos en β_0 y β_1 . Por otra parte, los valores de R^2 indican que la variabilidad de las observaciones mareográficas debida a presión barométrica, según este modelo es muy similar al modelo lineal, dentro de cada estación, si bien aumenta considerablemente en la estación E2. En esta estación, los resultados no pueden considerarse fiables, debido a la magnitud de R^2 .

Una vez realizados los posibles análisis considerando únicamente el efecto de las variaciones de presión, parece adecuado considerar otros parámetros meteorológicos, conjunta o independientemente de éste. Existen extensiones de los modelos de regresión lineal y polinómica simple que permiten su aplicación a un más amplio rango de problemas prácticos, como es la regresión múltiple. Y para la eliminación conjunta de los efectos perturbadores atmosféricos parece adecuado el empleo de modelos de regresión múltiple. Estos modelos, una de las herramientas estadísticas más utilizadas, pertenecen a los Modelos Lineales Generalizados, que fueron introducidos por Nelder y Wedderburn en 1972. Como es bien conocido, son un conjunto de

suposiciones estadísticas en las que se basa la regresión, correlación y análisis de varianza, es decir, un amplio conjunto de metodologías que pueden ser aplicadas para el estudio de una o más variables continuas dependientes con una o más variables independientes, continuas o no. El concepto básico de estos modelos es que la relación entre variables dependientes y las independientes está expresada como una ecuación que contiene un término de la suma ponderada de los valores de las variables independientes, más un error por términos inexplicados. Consecuentemente, parece indicado su aplicación para la determinación de la interrelación de variaciones del nivel del mar y varios fenómenos meteorológicos.

El modelo general de regresión múltiple se puede expresar como

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \dots + \beta_k x_{ki} + \varepsilon_i \quad (5.19)$$

para k variables independientes observadas (indicadas en el subíndice) en los instantes t_i , x_{ki} (en nuestro caso, las observaciones meteorológicas), y para la variable dependiente y_i (las observaciones mareográficas). ε_i , el término de error, se supone que es independiente y que se distribuye según una normal $N(0, \sigma^2)$. Como caso particular, puede ser de interés para el estudio de la relación entre variaciones de nivel del mar y diversos factores meteorológicos citamos el modelo donde se consideran los efectos de las interacciones, y que se puede expresar, para dos variables independientes, como

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \beta_{12} x_{1i} x_{2i} + \varepsilon_i \quad (5.20)$$

Hemos procedido como sigue. La temperatura atmosférica, tras las variaciones de presión, son el efecto meteorológico que parece tener una mayor influencia en que el nivel medio del mar, por lo que, en primer lugar, antes de estudiar la acción conjunta de los parámetros meteorológicos, hemos determinado, análogamente al factor barométrico, un “factor térmico” que represente la relación, mediante regresión lineal simple, entre la temperatura y el nivel del océano. Debido a que la estación meteorológica fue instalada en fechas posteriores al establecimiento de las estaciones mareográficas, no ha sido posible disponer de datos de temperatura e intensidad y dirección del viento en las estaciones E1 y E3, por lo que no se han realizado todos los análisis, sino sólo en las estaciones B1, B3 y E2 (tabla 5-12).

Estación	ρ	β	R^2	σ
B1	0.34228	0.08917	11.71	9.71
B3	0.57161	0.23082	32.67	6.40
E2	-0.06576	-0.07408	0.04	19.37

Tabla 5-12.

Se presentan los valores obtenidos para el coeficiente de correlación ρ , de regresión (en centímetros por décima de grado) β , porcentaje de la varianza explicada R^2 y error típico de la estimación σ , en cm. Como se puede observar, los coeficientes de correlación, con un valor mucho menor que en la presión, indican una relación débil directa (como era de esperar) entre ambas variables. Éste tiene un valor especialmente pequeño en la estación E2, donde además la relación es inversa y donde su posición particular origina la existencia de gran cantidad de oscilaciones libres del puerto en su registro que enmascaran el efecto de perturbaciones meteorológicas. No puede ser considerado válido este parámetro debido al valor de ρ . Además, creemos que hay que considerar las componentes horarias del viento en la dirección Norte y Oeste, que permiten discriminar la influencia de la situación de la estación respecto a los muelles.

Para estudiar la influencia en las observaciones obtenidas en las tres estaciones de los otros parámetros meteorológicos, hemos ajustado las observaciones mareográficas mediante regresión múltiple respecto a los parámetros meteorológicos de presión p , temperatura T y componentes norte N y oeste W del viento. Para cada ajuste, hemos determinado el porcentaje de la varianza múltiple explicada R^2 y el error cuadrático medio (eqm) de la estimación (tabla 5-13), lo que permite establecer la importancia de cada uno de estos parámetros.

En primer lugar, señalamos que los resultados de la estación E2 no pueden ser considerados válidos, debido a la pequeña magnitud de R^2 , directamente relacionado con el coeficiente de correlación múltiple. Por otra parte, como se puede observar, la mayor influencia en las estaciones B1 y B3 es la de la presión atmosférica, seguida de la temperatura, presentando resultados ligeramente mejores respecto a R^2 si se consideran conjuntamente ambos parámetros. Además, los valores de R^2 obtenidos para las componentes direccionales del viento son de muy pequeña magnitud en comparación con los de temperatura y presión y, aunque estos valores no han sido tabulados, el análisis muestra que sus coeficientes de regresión no son significativos con

un nivel de confianza $1 - 3\sigma$, como sí ocurre cuando se consideran los otros dos parámetros. Por eso, aunque los valores de R^2 parecen indicar que los modelos que mejor ajustan son los que consideran todos los fenómenos, y debido a la pequeña magnitud de la diferencia, no parece justificado elegir estos modelos como óptimos, sino los que únicamente consideran presión atmosférica y temperatura.

Parámetros considerados	Estación B1		Estación B3		Estación E2	
	R^2	eqm	R^2	eqm	R^2	eqm
p	54.23	49.12	70.91	38.34	2.32	367.59
T	11.75	94.71	32.62	89.01	4.39	359.77
N	0.01	107.30	0.08	132.00	0.06	376.10
W	0.02	107.29	0.09	131.98	0.43	374.70
p, T	54.83	48.48	78.78	28.06	8.29	345.13
p, N	54.28	49.07	70.91	38.46	2.39	367.35
p, W	54.25	49.10	70.99	38.36	2.68	366.27
T, N	11.77	94.70	32.65	89.04	4.42	359.72
T, W	11.76	94.71	32.71	88.97	4.83	358.15
N, W	0.03	107.30	0.16	132.00	0.48	374.52
p, T, N	54.89	48.43	78.78	28.08	8.32	345.05
p, T, W	54.85	48.46	78.86	27.98	8.64	343.84
p, N, W	54.30	49.05	70.99	38.39	2.75	366.03
T, N, W	11.78	94.70	32.74	89.00	4.85	358.10
p, T, N, W	54.91	48.41	78.86	28.00	8.67	343.76

Tabla 5-13.

A continuación, una vez examinada la importancia relativa mayor de presión y temperatura, principalmente del primer parámetro, queremos estudiar la forma de determinación y eliminación más adecuada de estos dos parámetros. Para ello, hemos considerado un modelo de regresión múltiple (5.19) para la presión (x_1) y temperatura (x_2). Los valores de β_1 (en centímetros por milibar), β_2 (en centímetros por décima de grado) con su p -valor, así como el valor de R^2 se pueden observar en la tabla 5-14.

	Regresión múltiple					Regresión múltiple con interacciones						
	β_1	p -v	β_2	p -v	R^2	β_1	p -v	β_2	p -v	β_{12}	p -v	R^2
B1	-1.024	0.00	0.022	0.00	54.8	-1.033	0.00	-0.044	0.90	0.000	0.85	54.8
B3	-1.131	0.00	0.122	0.00	78.8	-1.819	0.00	-5.675	0.00	0.001	0.00	79.6
E2	-0.503	0.00	-0.129	0.00	8.7	0.011	0.89	4.281	0.00	-0.001	0.00	9.1

Tabla 5-14.

Se puede observar que los valores de β_1 y β_2 son relativamente similares a los obtenidos para el factor barométrico y el factor térmico, respectivamente. Lo mismo se puede decir para el porcentaje de la varianza múltiple explicada R^2 . En ninguno de estos modelos se han considerado interacciones entre los distintos parámetros, aunque es clara la interrelación entre ellos. Como presión y temperatura son los efectos que parecen tener una mayor influencia en la variabilidad del océano, hemos estudiado la respuesta del océano según un modelo de regresión con interacciones (5.20), resultados que se presentan también en la tabla anterior.

En este caso, en las estaciones B1 y E2 los resultados son claramente mucho menos satisfactorios, según muestran los valores de β_{12} (en centímetros por milibar y décima de grado) y del p -valor obtenido, aunque R^2 aumente ligeramente. Esto es consecuencia de varios factores: a pesar de que variaciones de temperatura originan variaciones de presión como consecuencia de un cambio en la densidad de la atmósfera, no es ésta la principal causa de las perturbaciones barométricas; además, estos fenómenos están menos correlacionados en registros largos, donde la estacionalidad es un factor importante. Esta última es la razón de que en la estación B3 los resultados parezcan similares a los obtenidos sin considerar interacciones entre presión y temperatura.

No obstante, podría ser más indicada la eliminación en primer lugar de la presión, apodizándose posteriormente el efecto de temperatura. Para establecer cuál de los dos procedimientos resulta más apropiado, hemos eliminado, en las estaciones B1, B3 y E2 la presión según el factor barométrico, determinando posteriormente los valores de ρ , β , R^2 y la desviación típica de la estimación para la correlación con la temperatura (tabla 5-15). La comparación de esta tabla con la tabla 5-12 permite observar que en las estaciones B1 y B3 las determinaciones son claramente mejores si se realiza con anterioridad a la eliminación de la presión, especialmente

en B1. Sin embargo, en E2 el valor de ρ es mayor en este caso, aunque este hecho no es significativo debido a los valores del coeficiente de regresión. En general, los resultados obtenidos en E2 permiten asegurar que la determinación del efecto de variaciones de presión atmosférica por estos métodos no son satisfactorios, debido a la presencia de oscilaciones libres en las observaciones de esta estación. Su carácter particular ya fue puesto de manifiesto en la tabla 5-6.

Estación	ρ	β	R^2	σ
B1	0.0269	0.01635	0.86	6.97
B3	0.5008	0.10918	25.08	5.360
E2	-0.2356	-0.12153	5.69	18.54

Tabla 5-15.

Resumiendo, hemos presentado un estudio comparativo entre distintos modelos lineales y no lineales para determinar la importancia relativa de presión atmosférica, temperatura y componente del viento sobre registros mareográficos, en tres de las estaciones situadas en el Puerto del Musel. Se demuestra que la utilización de modelos polinómicos, de mayor complejidad, no proporciona resultados mejores que al considerar modelos lineales, por lo que se opta por estos últimos. Además, las características particulares de las estaciones determinan, en gran medida, el resultado de estos análisis, como se ha puesto de manifiesto; parece apropiado no intentar determinar una metodología única para la eliminación de las perturbaciones atmosféricas, sino considerar y estudiar cada caso particular para proceder de la manera que, a la vista del mismo, se destaque como el más adecuado. Por otra parte, el estudio anterior muestra que el efecto perturbador de mayor influencia sobre el nivel del mar es la presión, aunque también parece clara la dependencia conjunta de presión y temperatura. Antes de la eliminación de estos efectos perturbadores, la acumulación de agua ocasionada por el viento no aparece de forma evidente a través de este tipo de análisis, lo que creemos que debe ser considerada posteriormente. Como paso final de este estudio, hemos representado los residuales obtenidos considerando la acción conjunta sin interacciones en las estaciones E2, B1 y B3 (figura 5-19) durante el periodo entre el 30 de octubre de 1991 y el 5 de enero de 1992. Aunque es distinto periodo al considerado

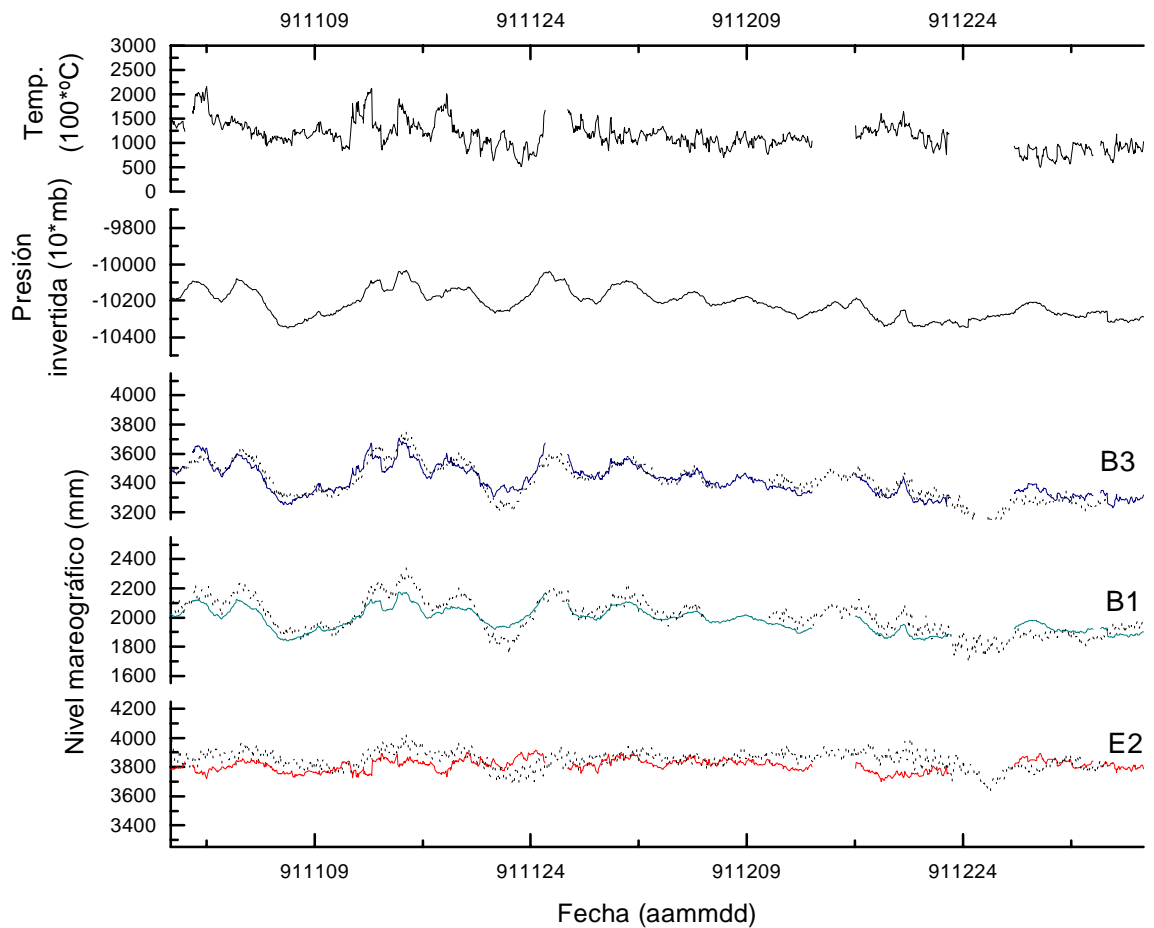


Figura 5-19: Eliminación conjunta de presión y temperatura.

en las figuras 5-12, 5-13 y 5-18, se puede observar en los residuales que gran parte del efecto de presión no ha sido eliminado en estos casos. Parece, por lo tanto, más adecuado eliminar en primer lugar la presión.

El hecho de que en una misma estación el factor barométrico pueda ocasionar que el efecto de las variaciones de presión no se corrija lo suficiente o que la corrección sea excesiva es consecuencia de no haber considerado la velocidad de paso de la perturbación atmosférica, tal como se mostraba teóricamente en la ecuación (5.13). Este hecho puede ser contrastado determinando, en las cinco estaciones, para intervalos de distinta longitud y distinta fecha inicial, el factor barométrico (tabla 5-16). En esta tabla se listan el coeficiente de correlación

ρ y en el factor barométrico β (en cm/mbar) para las cinco estaciones del Puerto del Musel en distintos intervalos. Como se puede apreciar, para una misma estación existen diferencias que no dependen ni de la longitud del intervalo ni de la época del año en la que se determinan estos parámetros. Además, para un mismo intervalo, se observan diferencias en las distintas estaciones. En general, el coeficiente de regresión es próximo a -1 y lo mismo se puede afirmar del factor barométrico, que normalmente toma valores mayores que 1 y es menor que este valor para coeficientes de regresión menores. Mención especial merece la estación E2, en cuyos resultados se pone de nuevo de manifiesto la existencia de otros fenómenos que enmascaran estos resultados, presentado ocasionalmente correlación directa; los intervalos donde el factor de correlación es cercano a -1 muestran que el factor barométrico de la estación es similar al de las otras estaciones.

Intervalo	Estación B1		Estación B3		Estación E1		Estación E2		Estación E3	
	ρ	β	ρ	β	ρ	β	ρ	β	ρ	β
14-11-90/12-12-90	-	-	-	-	-0.947	-1.230	-	-	-0.965	-1.244
16-11-90/24-11-90	-	-	-	-	-0.967	-1.242	-	-	-0.965	-1.244
11-01-90/21-05-91	-	-	-	-	-0.826	-1.028	-0.301	-0.283	-0.452	-0.780
11-01-91/07-02-91	-	-	-	-	-0.804	-1.242	-0.053	-0.046	-0.816	-1.037
30-05-91/06-06-91	-0.714	-1.315	-	-	-	-	-0.562	-1.326	-	-
24-07-91/09-08-91	-0.787	-0.865	-0.799	-0.881	-	-	-0.234	-0.268	-	-
03-08-91/14-08-91	-0.784	-0.900	-0.756	-0.862	-	-	-0.032	-0.036	-	-
16-08-91/30-08-91	-0.794	-1.302	-0.802	-1.331	-	-	-0.339	-0.624	-	-
24-09-91/07-09-91	-0.910	-1.136	-0.902	-1.111	-	-	0.244	0.182	-	-
27-09-91/24-10-91	-0.937	-1.236	-0.922	-1.213	-	-	-0.446	-0.306	-	-
29-09-91/24-10-91	-0.931	-1.212	-0.932	-1.214	-	-	-0.422	-0.302	-	-
23-11-91/05-12-91	-0.762	-1.053	-0.770	-1.017	-	-	-0.068	-0.068	-	-
10-12-91/15-12-91	-0.746	-1.143	-0.747	-1.109	-	-	-0.295	-0.311	-	-
01-12-91/01-01-92	-0.662	-1.181	-0.649	-1.274	-	-	-0.312	-0.345	-	-
01-01-92/01-02-92	-0.845	-1.292	-	-	-	-	0.325	0.341	-	-
03-04-92/10-04-92	-0.881	-1.036	-	-	-	-	-0.086	-0.052	-	-
03-04-92/22-07-92	-0.799	-1.169	-	-	-	-	-0.432	-0.533	-	-
04-01-93/18-01-93	-0.899	-1.321	-	-	-	-	-0.910	-1.286	-	-
15-03-93/06-04-93	-0.827	-1.187	-	-	-	-	-0.406	-0.376	-	-
23-07-93/28-07-93	-0.471	-0.583	-	-	-	-	-	-	-	-
21-10-93/06-12-93	-	-	-	-	-	-	0.104	0.189	-	-
18-01-94/31-01-94	-	-	-	-	-	-	0.140	0.154	-	-
18-01-94/17-05-94	-	-	-	-	-	-	-0.365	-0.267	-	-
12-02-94/20-02-94	-	-	-	-	-	-	-0.517	-0.381	-	-
12-02-94/12-03-94	-	-	-	-	-	-	0.459	0.380	-	-

Tabla 5-16.

Debido a la influencia de las condiciones atmosféricas en el factor barométrico, hay que tener en cuenta el efecto dinámico en los residuales del registro mareográfico para eliminar el

efecto de las variaciones de presión atmosférica, por lo que hemos realizado un estudio considerando intervalos de longitud variable. En torno a cada uno de los datos horarios se ha elegido un intervalo simétrico, cuya longitud está comprendida entre dos valores fijos. La longitud óptima considerada para cada intervalo es la que proporciona un mayor coeficiente de correlación. En este intervalo se ha determinado, así mismo, el factor barométrico, eliminándose posteriormente el efecto causado por la presión atmosférica en el dato correspondiente del registro mareográfico. Para datos horarios en los que no ha sido posible centrar un intervalo de longitud mínima por encontrarse próximos a una interrupción, se ha elegido el factor de regresión proporcionado por el primer dato en el que es posible determinar este intervalo. Para realizar el proceso descrito anteriormente se ha desarrollado el programa CORINVA. Este programa se ha ejecutado considerando diferentes longitudes mínimas para el intervalo. La longitud mínima considerada es de 151 horas, ya que una longitud menor podría estar fuertemente influida por fenómenos de corto periodo. La longitud máxima considerada ha sido 500 horas, muy por encima de la extensión temporal media de las perturbaciones meteorológicas. En la figura 5-20 se pueden observar la longitud óptima (a), el coeficiente de regresión (b) y el factor barométrico (c) obtenidos en la estación B1, para el intervalo 30-5-91 a 27-11-91. Se puede observar que se presentan fuertes oscilaciones tanto de la longitud óptima del intervalo, como del coeficiente de correlación y del factor de regresión. La longitud oscila entre los valores extremos predeterminados y no varía de forma regular. En la figura 5-21 se presentan los resultados obtenidos en las estaciones B1 y E2 entre el 18 de julio y el 2 de diciembre de 1991, junto con las observaciones anteriores a esta eliminación (con una línea punteada). Así mismo, como referencia, se han representado los valores de presión (sin marea). Se puede observar que los residuales presentan menos variabilidad que los obtenidos en etapas anteriores, lo que está basado en el principio de la determinación, es decir, en la búsqueda del factor más preciso para cada intervalo. Sin embargo, en la estación E2, con un gran nivel de ruido, esta eliminación no se realiza de forma precisa, por lo que parece menos adecuado que la utilización de un factor global teórico.

La calidad del nivel medio obtenido tras la aplicación de esta corrección indica la adecuación de eliminar el efecto de las variaciones de presión atmosférica no por un único parámetro, sino por varios. No obstante, la existencia de oscilaciones en los tres parámetros anteriores indica

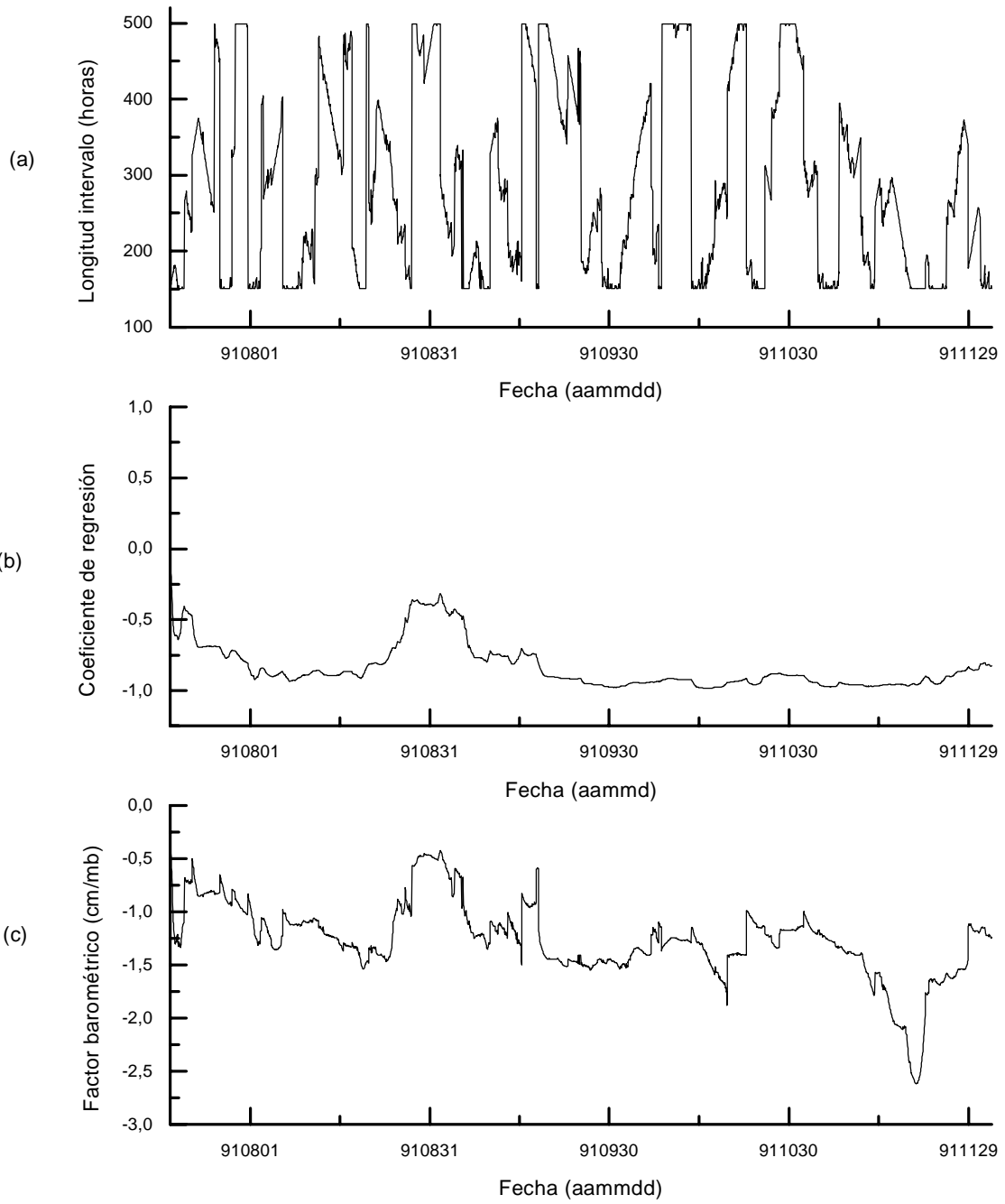


Figura 5-20: Variación de la longitud del intervalo (a), coeficiente de regresión (b) y factor barométrico (c).

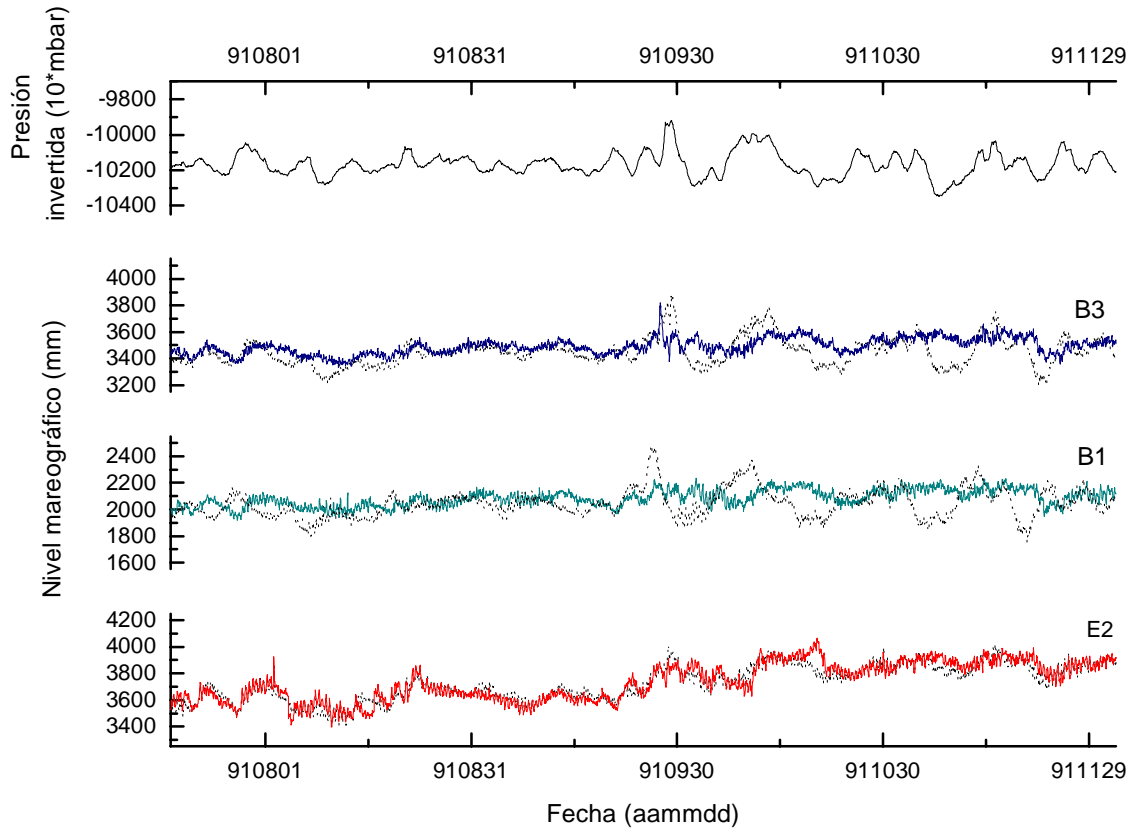


Figura 5-21: Eliminación del efecto de la presión atmosférica a partir de un factor barométrico determinado sobre intervalos de distinta longitud.

que este proceso se puede mejorar. Estas oscilaciones pueden estar debidas a que se consideran intervalos simétricos, mientras que la perturbación atmosférica no tiene por qué estar centrada en cada instante. Así mismo, no se ha tenido en cuenta la velocidad de paso de la perturbación, que puede medirse mediante el gradiente de la presión.

Si la linealidad del modelo no es del todo clara, como se trata en este caso a la vista de los resultados anteriores, y los modelos de regresión lineal no parecen los óptimos, existen varias opciones entre las que se puede elegir: linealizar el modelo, aplicar regresión polinómica o no paramétrica. En nuestro caso, el modelo se podría linealizar aplicando pesos (que dependerían del gradiente de la presión atmosférica o de otros parámetros meteorológicos, como temperatura o viento), para que la regresión sea lineal. La regresión polinómica, ya considerada anteriormente, no parece muy adecuada, ya que se plantearía de nuevo el problema relativo a

la variación de los coeficientes de regresión con el tiempo. Por último, un breve comentario respecto a la regresión no paramétrica, que trata de aproximar los valores de una variable y (en nuestro caso, observaciones mareográficas) respecto a x (observaciones de presión atmosférica) mediante

$$y = m(x) + u$$

donde $m(x)$ es el valor medio de la respuesta para el valor x de la variable independiente y no se efectúa ninguna hipótesis a priori sobre su estructura. En general, se supone que m es una curva suave que se puede obtener promediando observaciones, estando su expresión general en función de una función peso y de las observaciones y_i [209]. En este caso, la mayor dificultad estaría en determinar las funciones peso, aunque existen varios procedimientos para su selección. En nuestro caso, se podían seleccionar dependientes del gradiente, de la temperatura o del viento (dirección o intensidad). Otra opción para estudiar y determinar la respuesta del océano a variaciones de presión atmosférica es considerar modelos de regresión dinámica o de función de transferencia, de uso extendido en Geodesia, en particular en mareas terrestres. Estos métodos son también conocidos como modelos econométricos, al ser ampliamente empleados en predicción económica.

Buscando una determinación más precisa del efecto de presión sobre las variaciones de nivel del océano, a la vista de los resultados presentados en la tabla 5-16, hemos optado por una determinación de diversos factores barométricos, dependientes del gradiente de la presión, de acuerdo con la ecuación (5.13), que será determinado mediante métodos de diferenciación numérica. Al disponer de observaciones horarias y al no presentar la presión, generalmente, variaciones bruscas, resulta posible obtener el gradiente en cada observación horaria, basándose en la propiedad de que una función continua con derivadas hasta un cierto orden n continuas, como es la presión, se puede aproximar por un polinomio en cada punto x , y así se puede obtener una expresión para la derivada en él, a partir de observaciones horarias cercanas $x + kh$, donde $k \in \mathbb{Z}$ y h es una hora. La precisión con que se determina ésta depende, en general, del valor de la derivada de orden $n + 1$ en un punto del intervalo considerado ξ y de la longitud del mismo. Además, normalmente, si se utilizan más puntos de evaluación se obtendrá una mayor

precisión, pero el número de evaluaciones funcionales y el crecimiento del error de redondeo no alientan a hacerlo, donde por lo que las formulaciones más comunes involucran a tres y cinco puntos de evaluación. Esta elección de un número impar de datos es adecuada en nuestro caso, ya que queremos el valor de la derivada centrado en un punto. Entre las distintas expresiones numéricas de la derivada, destacamos

$$f'(x) = \frac{1}{2h} [-f(x-h) + f(x+h)] + \frac{h^2}{6} f^{(3)}(\xi) \quad (5.21)$$

$$f'(x) = \frac{1}{12h} [f(x-2h) - 8f(x-h) + 8f(x+h) - f(x+2h)] + \frac{h^4}{30} f^{(5)}(\xi) \quad (5.22)$$

que son conocidas como fórmulas de tres y cinco puntos, respectivamente, aunque no involucran al valor de la función en x [35]. En nuestro caso, como la presión va a ser una función suave, parece más apropiado emplear (5.22). No obstante, hemos representado la frecuencia de cada valor de la presión obtenido para las ecuaciones (5.21) y (5.22) en la figura 5-22 se han representado la distribución de frecuencias obtenidas en los gradientes empleando la ecuación de cinco puntos (a) y de tres (b). Se puede observar que en ambos casos, la distribución está centrada en 0, pero que la varianza en el caso de aproximar empleando (5.22) es menor.

A partir de la derivada en cada observación de presión determinada según (5.22), siempre y cuando esto sea posible, hemos estudiado la variación de los coeficientes de correlación ρ y regresión β en las cinco estaciones del Puerto del Musel, según los valores de las derivadas. Como éstas se distribuyen según una normal, parece adecuado elegir como intervalos los determinados por la desviación típica σ de las derivadas. Por este motivo, se han escogido como intervalos en los que se determina el coeficiente de regresión los mostrados en la tabla 5-17.

En esta tabla, se puede apreciar que los coeficientes de regresión son muy similares, en cada estación, a los obtenidos para la totalidad de las observaciones (tabla 5-9). Lo mismo se puede decir de los factores barométricos, expresados en cm/mb. Las desviaciones típicas, aunque son de las derivadas de la presión, varían en cada estación, ya que se han determinado para los intervalos coincidentes con observaciones mareográficas. Además, se puede observar una simetría respecto al intervalo $(-\sigma, \sigma)$, como era de esperar según la ecuación (5.13). Por otra parte, los resultados de la estación E2 reflejan, de nuevo, el modo de oscilación del puerto, cuya principal influencia se deja sentir en este emplazamiento.

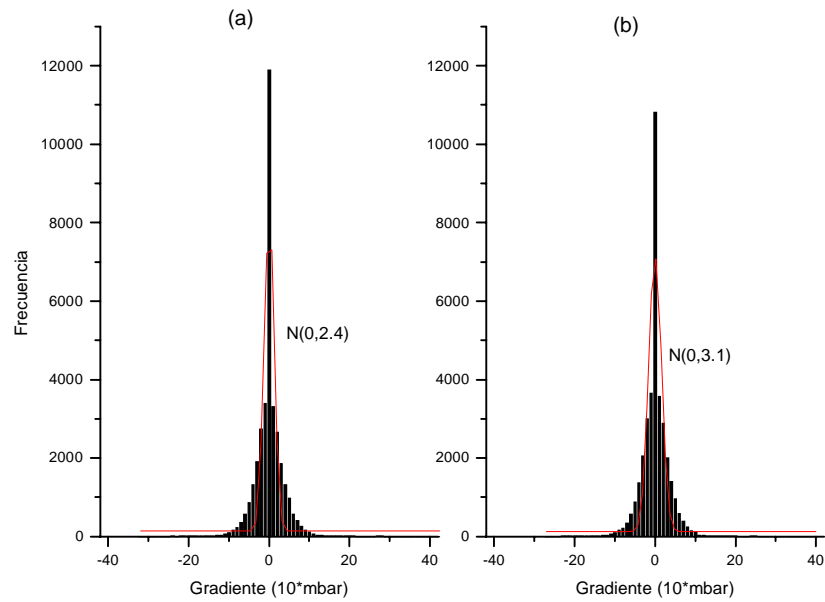


Figura 5-22: Distribución de frecuencias obtenidas en los gradientes empleando la ecuación de cinco puntos (a) y de tres (b).

Intervalo	Estación E1		Estación E2		Estación E3		Estación B1		Estación B3	
	ρ	β	ρ	β	ρ	β	ρ	β	ρ	β
$(-\infty, -3\sigma)$	-0.888	-0.830	-0.199	-0.347	-0.789	-0.840	-0.819	-1.493	-0.934	-1.487
$(-3\sigma, -2\sigma)$	-0.905	-1.038	-0.102	-0.203	-0.815	-1.393	-0.697	-0.9889	-0.804	-1.317
$(-2\sigma, -\sigma)$	-0.769	-1.001	-0.130	-0.289	-0.868	-1.347	-0.713	-1.071	-0.758	-1.208
$(-\sigma, \sigma)$	-0.793	-1.062	-0.102	-0.230	-0.703	-1.253	-0.755	-1.090	-0.799	-1.227
$(\sigma, 2\sigma)$	-0.864	-1.040	-0.146	-0.312	-0.587	-1.075	-0.762	-1.084	-0.855	-1.345
$(2\sigma, 3\sigma)$	-0.894	-0.955	-0.074	-0.148	-0.718	-0.921	-0.753	-1.154	-0.873	-1.262
$(3\sigma, \infty)$	-0.908	-0.985	-0.175	-0.309	-0.788	-1.210	-0.731	-1.265	-0.901	-1.233
σ	3.701		3.640		4.264		3.373		3.133	

Tabla 5-17.

Los resultados obtenidos en las estaciones E2, B1 y B3 para el intervalo comprendido entre

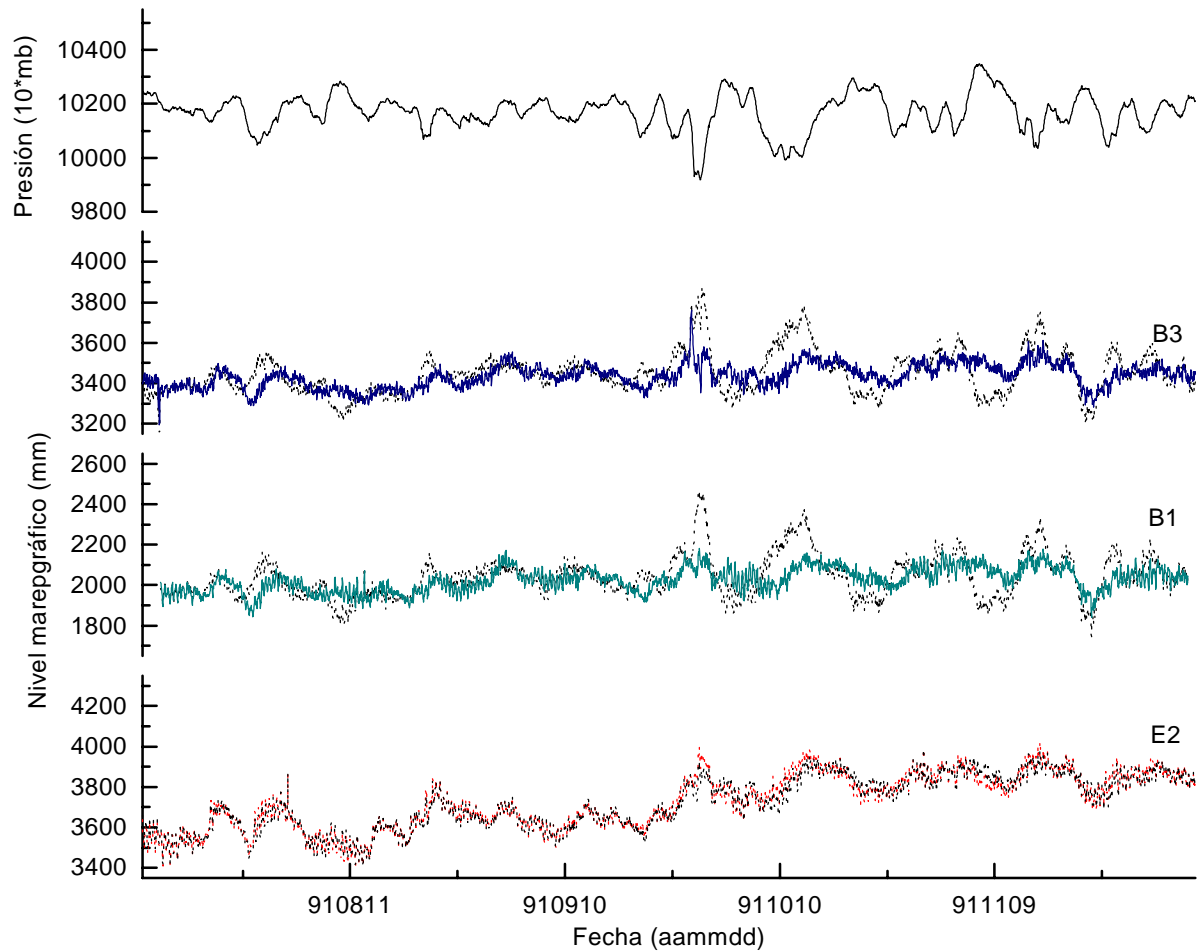


Figura 5-23: Eliminación del EBI empleando factores barométricos dependientes del gradiente de la presión atmosférica en superficie.

el 13 de julio y el 3 de diciembre de 1991 se muestran en la figura 5-23. Se puede apreciar que en las estaciones B1 y B3 la mayor parte de la variabilidad ocasionada por variaciones de presión atmosférica han sido eliminadas; no se puede afirmar lo mismo de las observaciones de E2, debido a la pobre determinación de este factor. Comparando estos resultados con los obtenidos tras la eliminación del factor barométrico (figura 5-18), se puede observar que en las estaciones B1 y B3, la aproximación al nivel medio obtenida es claramente más suave en este último caso. En estas estaciones se puede apreciar que existen componentes de corto periodo (12.658 horas), lo que ha sido contrastado por análisis de Fourier. Estas componentes son la

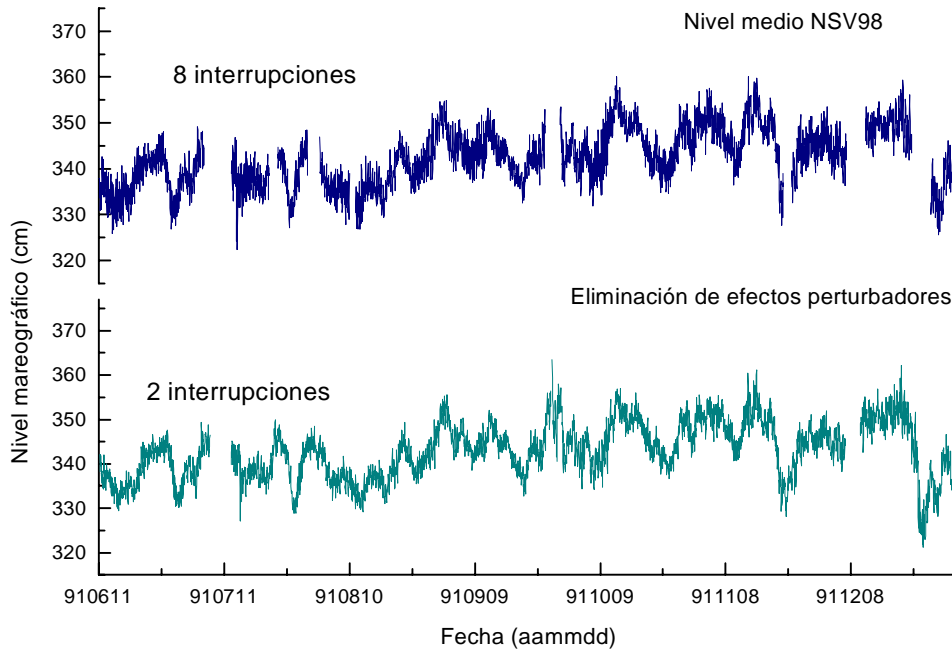


Figura 5-24: Niveles medios, sin incluir eliminación de deriva, en la estación B3.

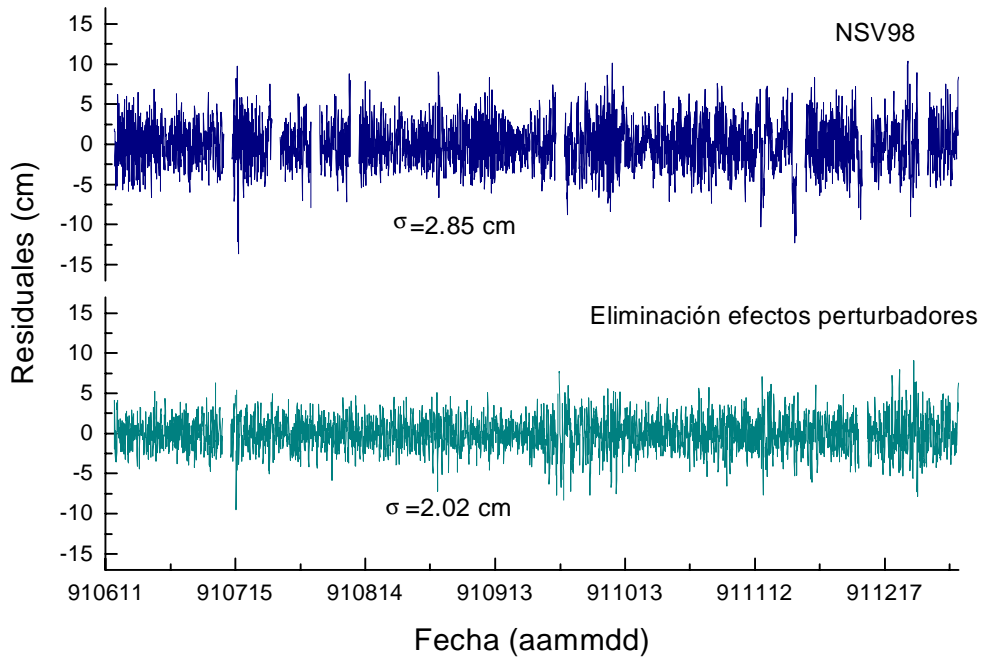


Figura 5-25: Niveles medios, incluyendo eliminación de deriva, en la estación B3.

fuente principal de ruido en el nivel medio así obtenido. Por otra parte, los resultados de la estación E2 no son satisfactorios, debido a las oscilaciones libres dominantes en esta serie de observación.

Una vez obtenida una aproximación al nivel medio tras la eliminación de las mareas y perturbaciones atmosféricas, hemos comparado los resultados obtenidos en este trabajo con los proporcionados por el método NSV98, desarrollado por A.P. Venedikov [308, 292, 311]. Este método de análisis armónico, que ya hemos utilizado ampliamente en etapas anteriores de la determinación del nivel medio, permite así mismo la eliminación del efecto de la presión a partir de la determinación de factores dependientes de las especies de marea. El nivel medio así obtenido tiene en cuenta que la respuesta del océano a una variación de presión atmosférica es función de la frecuencia. En consecuencia, obtiene los factores barométricos en base a las frecuencias astronómicas y apodiza de forma conjunta la marea oceánica y el efecto de la presión atmosférica. Hemos comprobado que la precisión obtenida por este proceso supera la proporcionada por numerosos métodos clásicos, así mismo contrastados a lo largo de nuestro trabajo, como los basados en medias, o el de Hamon, entre otros. Por este motivo, ha sido elegido para la comparación final de nuestros resultados.

Aunque la dependencia de la frecuencia es un hecho incuestionable, también es evidente, desde nuestro punto de vista, que la consideración única de las bandas de marea limita, entre otros factores, la precisión de la determinación de niveles medios relativos. De hecho, en las bandas de marea se superponen desplazamientos periódicos de idéntica frecuencia y origen radiacional y atmosférico, imposibles de discriminar mediante técnicas de análisis que, en consecuencia, contaminan los coeficientes de correlación y regresión obtenidos. Por este motivo, en el método que hemos desarrollado se procedió, como ya hemos indicado, a apodizar previamente de las señales mareográficas y meteorológica las componentes de marea. En este punto, la respuesta del océano a variaciones de presión debería ser estimada sobre la base de las frecuencias atmosféricas características. Aún más importantes son los efectos dinámicos asociados a la velocidad de paso de las perturbaciones depresionarias móviles, uno de los factores responsables de las diferencias locales y regionales de la respuesta oceánica.

Un examen detenido de los resultados obtenidos por ambos métodos nos permite concluir que

- El nivel medio NSV98 muestra un mayor nivel de ruido, ya que no han sido eliminadas interacciones no lineales. Este hecho es contrastado con el valor de la desviación típica de los residuales (figura 5-25), entre los que existe una diferencia de desviación típica de 0.8 cm.
- Además, en intervalos con variaciones de presión extremas, el nivel medio muestra mayores variaciones debido a que no ha sido tomada en cuenta la respuesta del océano en frecuencias características de la perturbación.
- Finalmente, la necesidad de intervalos de 48 horas centrados en cada observación para poder realizar el análisis se traduce en un mayor número de interrupciones: 2 interrupciones eliminando los efectos perturbadores individualmente y 8 con el método NSV98 (figura 5-24).

Tenemos que indicar que para la obtención del nivel medio NSV98 no se ha considerado la deriva, lo que está justificado en base a que al estimarse en intervalos de 48 horas, se incluyen simultáneamente la tendencia local del nivel medio, conteniendo términos de muy largo periodo, movimientos de la litosfera y otros fenómenos locales. Debido a que estos efectos contienen una información muy valiosa para la interpretación de las variaciones temporales de la superficie oceánica, creemos que es importante su inclusión en el nivel medio determinado. No obstante, en la figura 5-25 se representan los niveles medio obtenidos eliminado la deriva, por los dos métodos. Se puede apreciar que las perturbaciones presentes anteriormente han sido eliminadas, sin haberse determinado su origen ni su significado. Además, en este figura se aprecia claramente que el nivel de ruido es menor si se eliminan las perturbaciones, como ya hemos indicado.

El conjunto de estudios estadísticos anteriormente realizados para determinar la metodología óptima para la eliminación de perturbaciones atmosféricas muestran que la principal fuente de variabilidad del nivel medio de marea en las estaciones situadas en el Puerto del Musel es la variación de presión atmosférica. Se ha mostrado que, en general, la eliminación de este efecto no resulta satisfactoria si se hace mediante un factor teórico o el factor barométrico global, por las diferencias en este último en distintas épocas. Así mismo, se han empleado observaciones horarias sin marea (oceánica, atmosférica), por lo que no parece adecuado la determinación de factores barométricos dependientes de la frecuencia. Los resultados del análisis

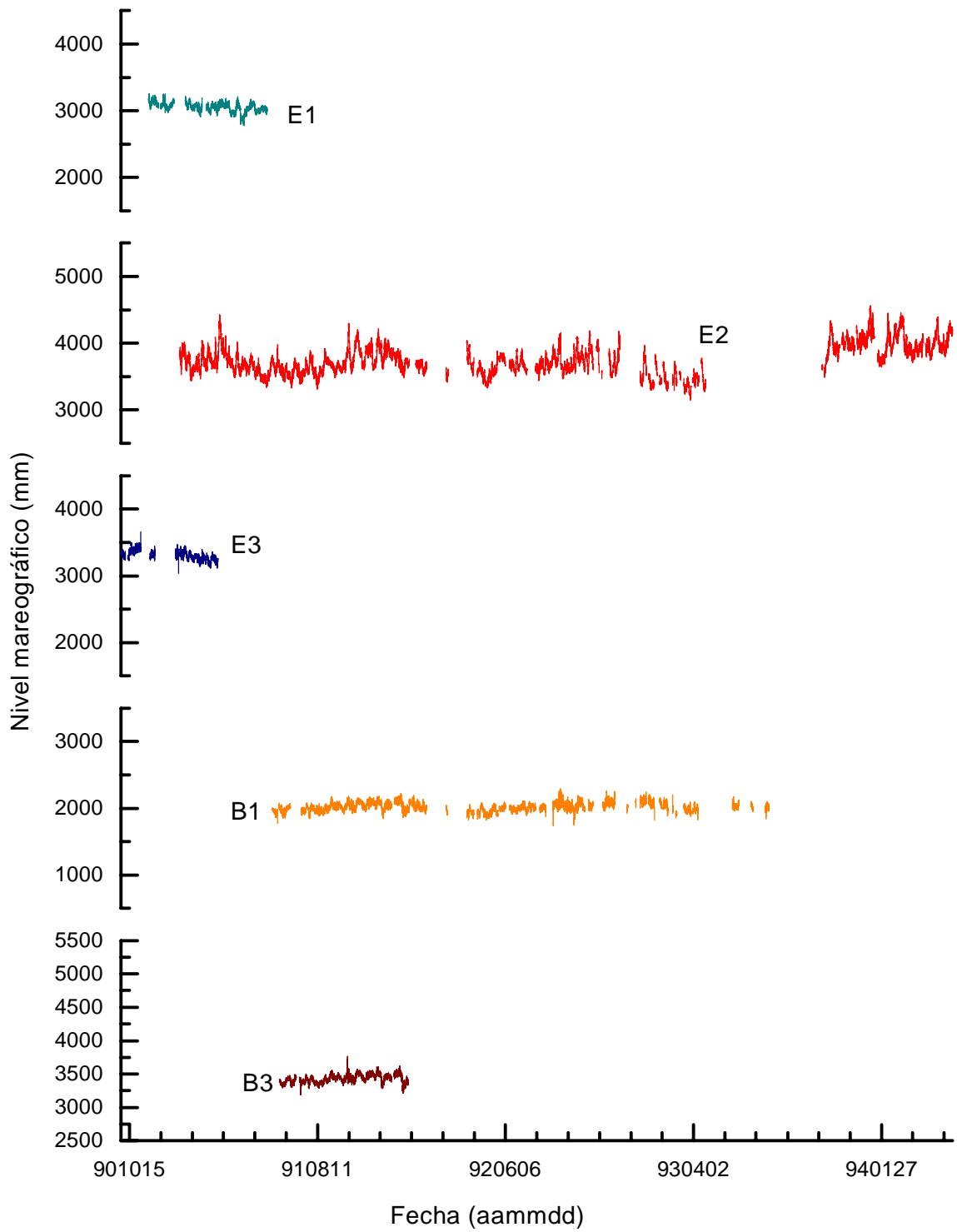


Figura 5-26: Nivel medio obtenido tras la eliminación de los efectos estático y dinámico de la presión atmosférica.

conjunto de presión, temperatura y/o viento no son satisfactorios, lo que indica que es más adecuado una eliminación primera del efecto barométrico. Por otra parte, las características particulares de las estaciones determinan la respuesta del océano a variaciones atmosféricas, ya que a pesar de ser estaciones muy cercanas no se puede generalizar respecto a los resultados obtenidos. Parece pues, preferible, determinar la influencia de las variaciones de presión en la señal mareográfica, para su posterior eliminación, de forma independiente para cada una de las estaciones, procediendo de forma individualizada. Consecuentemente, hemos optado por realizar una determinación del factor barométrico dependiente del gradiente de presión en las estaciones E1, E3, B1 y B3, mientras que en la estación E2, fuertemente influenciada por el modo de oscilación de la dársena, parece más adecuado la eliminación de este efecto mediante un factor barométrico determinado de forma precisa en un intervalo menor. Como dicho factor hemos elegido -1.286 (tabla 5-16). Finalmente, presentamos los resultados obtenidos en las cinco estaciones tras la eliminación del efecto de presión (figura 5-26). Se puede apreciar que gran parte de la variabilidad presente sin la eliminación de este efecto perturbador (figura 4-30) ya ha sido apodizada, aunque se aprecian, como en etapas anteriores, componentes de muy largo periodo.

Capítulo 6

Variaciones ocasionadas por fenómenos hidrosféricos y litosféricos

6.1 Introducción

Una vez eliminadas marea oceánica y las principales perturbaciones atmosféricas de las observaciones del nivel del mar, el resultado es una aproximación, con relativa exactitud, a su nivel medio, que en muchos casos, dependiendo de la finalidad de la determinación, puede ser considerada una superficie válida [119, 18, 165, 10, 334, 336, 296]. Sin embargo, están registradas todavía en la señal mareográfica diversas perturbaciones, principalmente globales o cuasi-globales que, al ser una fuente importante de variabilidad, diferencian esta superficie de un nivel medio global real y que fueron ignoradas frecuentemente. Se trata, en su mayor parte, de fenómenos hidrosféricos y litosféricos, cuya influencia total sobre el nivel medio puede ser considerable, a pesar de ser el resultado de varios efectos individuales que ocasionan desplazamientos de magnitudes que, en principio, parecen despreciables. Los principales, estrechamente relacionados entre sí, son las variaciones de la masa y volumen global del océano (GOMV, en sus siglas en inglés) y procesos asociados a dinámica de la litosfera. La importancia de su eliminación se pone de manifiesto si se considera el caso de Fennoscandia, donde una elevación de la corteza como consecuencia de la retirada de glaciares fue interpretada durante mucho tiempo como un descenso del nivel del mar de aproximadamente un centímetro por año.

A pesar de ser actualmente fenómenos muy estudiados y relativamente bien conocidos, de-

bido a su origen diverso su eliminación plantea grandes dificultades prácticas, como consecuencia de la complejidad de su determinación precisa por motivos instrumentales u observacionales, unido a la influencia directa e indirecta en otros efectos. Además, existen frecuentemente discrepancias de criterios respecto a la magnitud de las variaciones del nivel medio ocasionadas, ya que sus valores se basan generalmente en estimaciones y modelos. Parte de la dificultad en una estimación de la magnitud de estas variaciones está en que son, seguramente, las causas de variación del nivel medio en donde los efectos, relativamente recientes, de acciones antrópicas tienen una mayor influencia. Al respecto citamos la extracción de aguas subterráneas o de combustibles fósiles, la construcción de presas o la posible influencia del dióxido de carbono sobre un aumento de la temperatura.

Las diferencias más importantes entre estas variaciones y las tratadas en capítulos anteriores son su globalidad e intervalo de variación. Mientras que es factible conocer e, incluso, predecir el efecto de mareas y fenómenos atmosféricos no extremos, no es posible determinar dónde va a estar la línea de costa dentro de, por ejemplo, 200 años, debido a dinámica de la litosfera o variaciones de la masa y volumen global del océano. Por otra parte, su efecto es claramente diferente de fenómenos esporádicos que ocasionan variaciones de gran magnitud, como tsunamis, tormentas o inundaciones, ya que su carácter y sus efectos son a largo plazo y no instantáneos.

Por otra parte, la importancia de estas perturbaciones y la necesidad de su eliminación es incuestionable, en estrecha relación con las aplicaciones indirectas de la determinación del nivel medio. Como ejemplo citamos el estudio y determinación de la magnitud del cambio climático global a partir del nivel medio o la construcción de obras de ingeniería civil, donde fenómenos de muy largo plazo deben ser tenidos en cuenta.

En este capítulo hemos estudiado en primer lugar las variaciones globales de la masa y volumen del océano, junto con estimaciones de las variaciones de nivel que ocasionarían, teniendo en cuenta la dinámica de la Tierra. Señalamos que como es un fenómeno global no existen estimaciones locales fiables y, por tanto, no se ha aplicado ninguna corrección a las observaciones obtenidas en el Puerto del Musel.

Sin embargo, sí consideramos las principales variaciones del nivel del mar asociadas a dinámica de la litosfera. Este caso es completamente diferente a las variaciones ocasionadas por GOMV, ya que es posible y recomendable su corrección tanto en observaciones altimétricas

como mareográficas, en orden a obtener una determinación absoluta del nivel medio, como ya citamos en el capítulo segundo, lo que generalmente se realiza según diversos modelos. Actualmente, se otorga una gran importancia a la separación de movimientos de la corteza de variaciones del nivel del mar, que se manifiesta, por ejemplo, en la instalación de estaciones GPS cerca de las estaciones mareográficas y el enlace repetido de las mismas por técnicas de nivelación con la red de primer orden. Las estaciones del Puerto del Musel fueron enlazadas por GPS con la red de nivelación, como ya se citó en el capítulo tercero, lo que permite la determinación de las variaciones absolutas en el instante de realizar el enlace. Además, es posible la corrección de desplazamientos verticales de la corteza por modelos, lo que se ha realizado en este caso.

6.2 Variaciones de la masa y volumen global del océano

Las variaciones de la masa y el volumen global del océano son uno de los factores que ocasionan, a largo plazo, variaciones más importantes del nivel del océano, aunque su pequeña magnitud en cortas escalas de tiempo y la dificultad de su estudio hace que sea considerada desde tiempos relativamente recientes. Existen gran cantidad de ejemplos sobre su importancia ampliamente conocidos, como el aumento de nivel consecuencia del deshielo de glaciares.

A pesar de los medios disponibles actualmente, no ha sido posible especificar la cantidad de agua global de los océanos, conociéndose sólo de forma aproximada. Esto se debe no sólo a la dificultad de determinar con precisión las dimensiones de la cuenca oceánica, sino también a que la cantidad total de agua oceánica no permanece invariable con el tiempo, ya que no todo el agua de la Tierra está en los océanos, habiendo una transferencia continua del agua entre los distintos elementos del sistema corteza-océano-atmósfera. Por otra parte, hay que señalar que las propiedades del agua no permanecen invariables a lo largo del tiempo ya que, como compuesto químico, éstas dependen de distintos factores ambientales, como la densidad o la temperatura, pudiendo pues variar su volumen. Así mismo, se producen también variaciones debido a evaporación o a aportaciones de agua no oceánica, de distinta densidad.

Es claro que una variación de la masa o del volumen global de agua oceánica ocasionan una variación global del nivel del mar. En principio se podría pensar que la variación de las carac-

terísticas físico-químicas del agua del océano es un fenómeno local, ya que la desembocadura de un río, una tormenta o una erupción volcánica submarina afectan principalmente a la zona cercana al fenómeno. Sin embargo, no hay que olvidar que el agua del océano se encuentra en equilibrio y cualquier modificación en un punto se hace sentir en otro. Y, además, estamos tratando de cantidades importantes de agua, que pueden ocasionar variaciones considerables del nivel medio. Señalaremos como ejemplo a esto que, según Peltier [206], en los últimos 20 000 años se ha estimado una elevación final del nivel del mar global de 100 metros, principalmente debido a una desglaciación que ha ocasionado que varíe la masa de agua oceánica, descendiendo en cada época glacial el nivel del mar aproximadamente 120 metros. Por otra parte, una vez que se ha distribuido completamente a lo largo del globo esta variación de masa, no se mostrará como una variación de nivel igual en todas las zonas costeras del mundo, debido no sólo a la distribución de los continentes y los mares, sino también al hecho de que el agua se distribuye según superficies de nivel del campo gravífico terrestre, siendo mayor la variación en el Ecuador que en los Polos.

Señalaremos que muchas de las variaciones en la masa o en el volumen global de agua en el océano tienen un carácter claramente periódico, como las variaciones estacionales de temperatura o el ciclo hidrológico de los ríos. Sin embargo, existen otros fenómenos que producen variaciones en la masa del agua oceánica y que, aunque son cíclicos, no tienen un período claramente definido, como es el caso de una glaciación.

A pesar de que las variaciones en masa y volumen del agua del océano no son un mismo fenómeno, vamos a considerar a ambas en este apartado, porque son dos magnitudes íntimamente relacionados existiendo, en muchos casos, una causa común. Sin embargo, otros fenómenos también relacionados con estos, como las deformaciones de la corteza ocasionadas por una variación de la masa de agua oceánica que, a su vez, supone también una variación global del nivel medio, vamos a tratarlas en un apartado independiente, ya que se podría decir que son consecuencia de una variación de masa o volumen.

Consideremos el nivel instantáneo del océano $g(t)$, donde t es el tiempo. Se relaciona el nivel instantáneo con la variación absoluta en un punto $r(t, s)$, con s indicando la posición espacial

y $O(t)$ la superficie oceánica, mediante la expresión [218]

$$g(t) = \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} r(t, s) ds$$

Debido a distintos fenómenos, tanto asociados a dinámica de la litosfera como al océano, la superficie oceánica relativa a la corteza varía con el tiempo. Por tanto, si $h(t, s)$ es la altura instantánea de la corteza en el punto s , las variaciones de masa y volumen del océano se pueden expresar como

$$g(t) = \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} [r(t, s) - h(t, s)] ds$$

ya que las variaciones son respecto a la corteza. Para determinar la tendencia global de variaciones del nivel del mar, de gran interés para la predicción, bastaría resolver la siguiente ecuación

$$g'(t) = \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} [r'(t, s) - h'(t, s)] ds$$

Debido a la dificultad que presenta la resolución de esta ecuación, ya que no se dispone de valores continuos de nivel del mar y de movimientos verticales de la corteza, se puede realizar una aproximación a valores discretos. Si además se considera que esta tendencia es lineal, se obtiene la siguiente ecuación

$$g_l = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (r_{l_j} - h_{l_j})$$

donde n es el número total de observaciones y el subíndice indica tanto tendencia lineal como el número de observación.

Se pueden realizar distintas hipótesis, como que la variación de nivel del océano y el movimiento vertical de la corteza a lo largo de los océanos de la Tierra está determinada sólo por los valores costeros. Aunque esto no es cierto, ya que el agua se distribuye según las superficies equipotenciales del campo gravítico terrestre, se puede considerar como una primera

aproximación. Entonces, si $\partial O(t)$ representa la zona costera, esto se puede expresar como

$$\frac{1}{\partial O(t)} \int_{\partial O(t)} r(t, s) ds - \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} r(t, s) ds \simeq 0$$

$$\frac{1}{\partial O(t)} \int_{\partial O(t)} h(t, s) ds - \frac{1}{O(t)} \int_{O(t)} h(t, s) ds \simeq 0$$

Estas expresiones permiten el cálculo y la determinación, de forma aproximada, de las variaciones de masa y volumen del océano a partir sólo de datos costeros.

Por otra parte, la cantidad de agua del océano depende del balance global hidrológico, pudiéndose escribir [214], de forma simplificada, la ecuación de balance de agua para toda la Tierra como

$$A + O + L + R + M + B + S + U + I = K$$

donde K es una constante y los demás términos están expresados en la tabla 6-1, dándose además el volumen actual de cada una de las magnitudes, proporcionados por la UNESCO [300] excepto I [197]. En esta tabla también se indican la profundidad media de agua equivalente que representan cada una de las magnitudes, usando la superficie del océano actual (361.3×10^6 km²) y el tiempo medio que permanece cada una de las partículas de agua en las diferentes magnitudes.

En primer lugar, señalamos que esta tabla no suministra estimaciones de la masa de agua oceánica que corresponde a cada uno de los parámetros, sino que simplemente proporciona su volumen actual estimado. Un análisis de la misma muestra que el agua en la atmósfera, en ríos y canales, marismas y turberas y agua biológica representan, todos juntos, un total de 5.5 cm de nivel del mar, usando la superficie actual del océano y considerando una esfera. Junto con la humedad en suelos, no llega a los 24 cm, por lo que, en comparación con el resto de los parámetros la variación que ocasionarían es de pequeña magnitud. Por otra parte, los lagos y embalses, que representarían una variación global de 35 cm, han estado reteniendo cantidades de agua cada vez mayores durante las últimas décadas, ya que una de sus principales aplicaciones actuales es la de almacén de agua para consumo o para riego de grandes extensiones agrícolas. Aunque a menudo está controlado por el hombre, su impacto sobre el nivel del mar tiene un

carácter principalmente estacional, ya que el agua de estas zonas generalmente pasa al océano en determinadas épocas del año.

Magnitud	Vol. actual (km ³)	Profundidad de agua	Tiempo medio residente
A: Agua atmosférica	13000	36 mm	de horas a 8-10 días
O: Océanos y mares	1347 · 10 ⁶	3.8 km	4000 años
C: Lagos y embalses	125000	35 cm	controlado por el hombre, a menudo
R: Ríos y canales	1700	5 mm	1 semana
S: marismas	3600	10 mm	del orden del año
B: Agua biológica	700	2 mm	1 semana
M: Humedad en suelos y zonas no saturadas	65000	18 cm	de 2 semanas a décadas
G: Agua subterránea	4 · 10 ⁶ a 60 · 10 ⁶	11 a 166 m	de días a decenas de milenios
I: Agua helada	32.5 · 10 ⁶	90 m	estacional a decenas de milenios

Tabla 6-1.

Del volumen total de agua subterránea se conocen sólo estimaciones y, probablemente, ha cambiado considerablemente en los últimos 1000 años. Por ejemplo, el desierto del Sahara fue mucho más húmedo hace 100 000 años, al principio del Holoceno, cuando existían lagos en zonas que actualmente son muy secas [210, 214]. El nivel freático de esa zona cayó entre 10 y 100 metros durante los siguientes 50 000 años, dependiendo esta caída de la zona considerada. Además, en muchas zonas, el agua subterránea es de hace varios miles de años, como demuestran los análisis isotópicos y geoquímicos. Por otra parte, durante los últimos siglos se ha producido un vaciado masivo de cámaras subterráneas de agua, principalmente para su uso directo o como consecuencia indirecta de la extracción de combustibles fósiles. Una estimación de la cantidad de agua aproximada absorbida por irrigación desde 1932 a 1980 es de 125 km³/año, suponiendo

un total de 7000 km³. Además, las demandas de alimentos de la Humanidad son cada vez mayores, por lo que es de esperar que esta cantidad aumente. Esto, además de producir un proceso de isostasia en la zona afectada, significa una transferencia de agua a la cuenca oceánica, contribuyendo a una fracción de la reciente elevación aparente del nivel del mar. Este es otro aspecto de la influencia del hombre sobre el agua y su control sobre el ciclo hidrológico. El aumento de nivel del mar global estimado por estas causas [115] es del 3 – 5 mm/año debido a subsidencia y menor de 7 mm/año como consecuencia de extracción de aguas subterráneas. Por otra parte, existen estimaciones de que el hombre puede controlar el 15% del agua fluvial, y esta cantidad aumenta con la construcción de presas cada vez más grandes. Las cifras que se barajan sobre acumulación de agua en presas son del orden de 3100 km³, que pueden suponer una disminución de nivel del mar del orden de 0.75 mm/año [193, 114].

El deshielo del agua de las capas continentales también puede llegar a producir una variación considerable de la masa total de agua. Se ha estimado que desde el último máximo glacial, hace 21 000 años, el nivel del océano ha subido una media de 120 metros como consecuencia de la precipitación sobre los océanos, en forma de nieve, de agua procedente de evaporación, y que aunque la desglaciación concluyó hace 6000 años [207], todavía se notan sus efectos, como por ejemplo en fenómenos de isostasia. Es un hecho aceptado actualmente que las fluctuaciones de la masa de hielo sobre la Tierra ocasionan variaciones de nivel del mar. Esto ya fue señalado por Walcott [323], resaltando la importancia de estudios regionales y locales, ya que podrían indicar movimientos de la corteza en zonas que, por otra parte, son tectónicamente estables. Por otra parte, al derretirse el hielo que no está sobre corteza continental sino que está directamente sobre el océano, no se produce una variación de nivel de gran magnitud, aunque se incremente la masa de agua oceánica. Si suponemos una masa de agua helada sobre agua de su misma densidad, que se encuentra en equilibrio hidrostático según el principio de Arquímedes, al derretirse este hielo no se produce variación de nivel en el agua sobre el que descansa, ya que el volumen que ocupa la parte del hielo sumergida en el agua corresponde a una masa de agua líquida igual a la masa total del hielo. Sin embargo, las masas de hielo congelado que se encuentran flotando sobre el océano no tienen la misma densidad que el agua oceánica. Por tanto, además de producirse corrientes de reajuste debidas a las variaciones de densidad y composición del océano, sí que tiene lugar una variación del nivel del mar, aunque no es la variación comparable a un aumento

de masa de agua de la magnitud correspondiente. Señalamos también que si para obtener el nivel medio del mar de forma rigurosa se elimina la variación de nivel ocasionada por los icebergs al estar parte de ellos sumergida en el océano, si que se produciría una variación del nivel del mar al producirse el deshielo del hielo sumergido. Por otra parte, actualmente se conocen con bastante precisión los niveles presentes de hielo, estando el 99% del hielo existente en la Tierra en Groenlandia y en la Antártida. La cantidad de hielo concentrada en la Antártida es 10 veces mayor que la de Groenlandia pero, sin embargo, un aumento global de temperatura afectaría más la capa de hielo de Groenlandia [197]. Esto es debido a que el clima en la Antártida es más frío que en Groenlandia, por lo que en este último lugar se derrite más cantidad de hielo y, al haber además mayor humedad, se produce mayor acumulación. Según este autor, actualmente no parecen existir evidencias de que se produzca aumento de la masa de agua oceánica debido al deshielo de glaciares. Además, las estimaciones obtenidas en este mismo estudio indican que, al aumentar 1°C la temperatura global de la Tierra, el nivel medio del mar variaría en el año 2050 $+0.5 \pm 0.25$ mm/año debido a las masas de hielo de Groenlandia, mientras que la contribución de la Antártida sería de -0.7 ± 0.35 mm/año. Estas cifras difieren ligeramente de las estimaciones realizadas por Meier en 1989 [113]. Y es que parece ser que un aumento moderado de temperatura podría suponer un aumento de la precipitación en la Antártida, implicando una acumulación rápida de hielo sobre la zona, que podría ocasionar incluso una disminución de la masa de agua sobre los océanos, con la consiguiente bajada de nivel. Otro tema es un aumento mayor de temperatura, que ya sí supondría una variación de nivel del mar en el mismo sentido. Estas estimaciones se han obtenido considerando datos de la tasa de deshielo de una pequeña zona, sin considerar variaciones en la acumulación de hielo, sin saber con exactitud si las relaciones obtenidas empíricamente entre los distintos parámetros se pueden extrapolar y considerando variaciones de 1°C en la temperatura de verano, por lo que los resultados presentan una gran desviación típica. Sin embargo, se puede apreciar en las estimaciones obtenidas que las variaciones esperadas tenderían a anularse.

Otro aspecto interesante que se muestra en la tabla 6-1 es la escala temporal en que tiene lugar la transferencia de agua al océano. Podemos observar que esta escala temporal no es fija para un mismo fenómeno. Así, se observa que el agua puede permanecer en la atmósfera desde horas a varios días, aproximadamente lo mismo que en ríos (1 semana) o en los seres

vivos. La humedad en los suelos permanece de 2 semanas a años y en el subsuelo de días a decenas de miles de años. En las marismas el tiempo medio residente es del orden del año y en lagos o embalses está controlado frecuentemente por el hombre, aunque de forma natural es estacional. La permanencia en la criosfera es desde estacional a decenas de milenios y en los océanos permanece una media de 4000 años.

Resumiendo, la influencia de un cambio climático sobre el nivel del mar tiene dos aspectos principales: por una parte las variaciones ocasionadas por expansión/compresión térmica del océano ante una variación global de temperatura y por otra el aumento de la masa global de agua. Los cambios del clima global de la Tierra son la principal causa de variaciones de la masa del océano. Según análisis de isótopos de oxígeno obtenidos por análisis de sedimentos en aguas profundas [250, 214], la formación de capas de hielo de tamaño moderado en el hemisferio norte se inició hace 2.4 millones de años, posiblemente precedida por pequeños aumentos en el volumen de hielo de la Tierra hace 2.55 millones de años y por un enfriamiento de largo plazo en latitudes altas que empezó hace 750 000 años. Después de 0.9 millones de años, las variaciones en el isótopo de oxígeno sugieren [214] que la capa de hielo creció hasta volúmenes considerablemente mayores. Por otra parte, las oscilaciones climáticas durante los últimos 0.45 millones de años muestran un predominio del período de 100 000 años de excentricidad orbital, con fases más frías superpuestas (avances glaciales) en períodos de 41 000 (oblicuidad orbital) y 26 000 años (ciclo de precesión). También deben ser consideradas las variaciones que ocasionan los ciclos de actividad solar, en los que se han detectado muy diversos períodos. La variación en de la intensidad de la radiación electromagnética irradiada por el Sol, da lugar a variaciones en la temperatura del océano y de la atmósfera y, en definitiva, un cambio de clima. Pero un cambio climático supone también una variación del volumen, ya que si éste se encuentra a mayor temperatura, disminuye su densidad. Además, si el aumento de temperatura no afecta por igual a toda la superficie de la Tierra, como es de suponer, se producen, unido al efecto anterior, corrientes que equilibran las desigualdades de densidad. Añadimos que existen otros efectos asociados al cambio climático, como por ejemplo, el hecho de que al variar la temperatura puede aumentar la nubosidad y la frecuencia de las tormentas y, consecuentemente, tiene lugar una modificación del relieve [273]. Esta modificación supondría no sólo una alteración del ciclo hidrológico y de la circulación general atmosférica, sino también de la cantidad de nieve y del

efecto albedo.

Una cuestión que resulta de interés es la causa de un cambio climático. Actualmente existe un amplio debate sobre la influencia del hombre en este efecto, principalmente por la emisión de anhídrido carbónico y otros gases que pueden producir un efecto invernadero o variar el espesor de la capa de ozono. Sin embargo, existen evidencias de cambio climático desde mucho antes de la existencia del hombre y aún no son del todo conocidas y explicada sus causas. Una de las causas más citadas de variaciones climáticas son los ciclos de actividad solar. Como ejemplo, citamos la influencia de las manchas solares sobre el clima de la Tierra. En 1903 el astrónomo británico E.W. Maunder observó la correlación entre variaciones climáticas y actividad solar, a través del número y tamaño de las manchas solares [285], conociéndose como mínimo de Maunder a los periodos de actividad solar mínima. Esta hipótesis fue contrastada por J.A. Eddy a través de un estudio del contenido del isótopo radioactivo del Carbono 14 de los anillos de crecimiento anual de los árboles. Actualmente se sabe que han existido al menos 12 variaciones de este tipo en los últimos 5000 años. Sin embargo, existen períodos donde un mínimo de Maunder no coincide con un período de temperatura mínima [160], por lo que esta teoría no parece explicar completamente los cambios climáticos. Otros fenómenos que parecen tener una influencia sobre las variaciones climáticas son las variaciones lentas en la geometría de la órbita de la Tierra que ocasionan un cambio en la radiación solar efectiva recibida, los períodos de variación de la oblicuidad y excentricidad de la órbita terrestre o precesión planetaria. Además, el proceso de un cambio climático parece realimentarse a sí mismo, ya que un aumento de la cantidad de hielo sobre la superficie produce que la radiación solar reflejada por la superficie aumente, lo que ocasiona un descenso de las temperaturas.

Entre los efectos que suponen variaciones en el volumen total del agua oceánica destacan, además, el intercambio de calor con la atmósfera y el intercambio de calor con la litosfera. El primero tiene lugar en una escala temporal que varía de semanas a décadas, teniendo una influencia regional o global. Aunque existen intercambios de calor con la corteza que tienen lugar en una escala de tiempo menor, como es el caso de una erupción volcánica submarina, el intercambio de calor con la litosfera típicamente tiene lugar en una escala temporal a largo plazo, pudiendo afectar, igualmente, de forma regional o global. Este intercambio de calor tiene otro efecto que está muy relacionado con fenómenos de isostasia, que consideraremos en

el siguiente apartado de este capítulo.

Otra cuestión a tratar es cómo afecta un aumento de la masa total del océano a las distintas zonas del globo. En un principio, un aumento de la capa de agua oceánica se detectaría de forma local, propagándose posteriormente la variación a todo el océano. Durante este período tendrían lugar procesos de reajuste y distribución, que se manifestarían principalmente como corrientes oceánicas. Una vez que se ha completado este proceso, la variación se manifestaría, en principio, más en el Ecuador que en los Polos. Para estudiar esto, consideremos una esfera recubierta por una capa de agua, rotando con velocidad uniforme. Según la Teoría de Equilibrio, las superficies equipotenciales de esta esfera en rotación no son esferas concéntricas sino elipsoides, por lo que un aumento de la capa líquida no se distribuiría de forma uniforme, notándose más sus efectos en el Ecuador que en los Polos. Por tanto, no se podría hablar de un aumento del nivel del mar de x cm, ya que este aumento sería función de la latitud. Partimos de las siguientes expresiones que relacionan el radio medio R de una esfera del mismo volumen que un elipsoide de revolución, cuyos semiejes a y b están determinados por el parámetro adimensional m , definido por el cociente de las fuerzas centrífuga y gravitatoria en el Ecuador

$$\begin{aligned} a &= b \left(1 + \frac{m}{2} \right) \\ R &= \sqrt[3]{a^2 b} \\ m &= \frac{\omega^2 R^3}{GM_{\oplus}} \end{aligned}$$

donde G es la Constante de Gravitación Universal, M_{\oplus} es la masa total de la Tierra, ω es la velocidad de rotación de la Tierra y de donde se deduce que

$$b^3 = \frac{4mGM_{\oplus}}{(2+m)^2 \omega^2}$$

De la igualdad anterior, conociendo los valores de los parámetros que intervienen, se pueden obtener las dimensiones del elipsoide. Además, si se supone que aumenta el volumen V de la esfera una cantidad x , se tiene que el nuevo radio R' pasa a ser

$$R' = \sqrt[3]{\frac{3}{4\pi} (V + x)}$$

Partimos de los valores proporcionados por el sistema IAU 1976,

$$\begin{aligned}
 GM_{\oplus} &= 396.6 \cdot 10^{12} \text{m}^3 \text{s}^{-2} \\
 R &= 6.371 \cdot 10^6 \text{m} \\
 \omega &= 7.292115 \cdot 10^{-5} \text{rad} \cdot \text{s}^{-1} \\
 a &= 6.378140 \cdot 10^6 \text{m} \\
 b &= 6.35675 \cdot 10^6 \text{m} \\
 f &= 0.00335281
 \end{aligned}$$

a los que corresponde un valor del parámetro $m = 3.4672 \cdot 10^{-3}$. Considerando las masas relativas del océano, la capa de hielo y la atmósfera respecto a la masa total de la Tierra M_{\oplus} ,

$$\begin{aligned}
 M_o &\sim 2 \cdot 10^{-4} M_{\oplus} \\
 M_h &\sim 5 \cdot 10^{-6} M_{\oplus} \\
 M_a &\sim 10^{-6} M_{\oplus}
 \end{aligned}$$

podemos afirmar que estos valores resultan mucho menores que M_{\oplus} , por lo que se pueden despreciar para los cálculos posteriores. En ausencia de anomalías gravitatorias internas y para un océano ideal no viscoso, se obtendrían los siguientes valores de los semiejes del elipsoide de revolución

$$\begin{aligned}
 a &= 6.37457961 \cdot 10^6 \text{m} \\
 b &= 6.36354771 \cdot 10^6 \text{m}
 \end{aligned}$$

Ahora buscamos el radio de una esfera tal que su volumen ha aumentado una cantidad x . Para determinar este aumento de volumen, vamos a considerar que la superficie del océano es un 71% de la superficie total de la Tierra y supondremos que este mismo porcentaje del volumen diferencia entre los dos elipsoides, que tienen el mismo volumen que las esferas, es el volumen de agua aumentado (figura 6-1 a). Esta aproximación no considera que la distribución de un mayor volumen de agua no es indiferente a la distribución espacial del agua sobre el elipsoide, ni

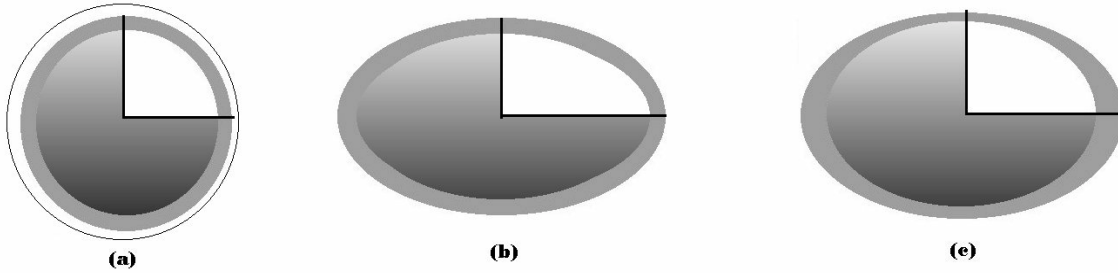


Figura 6-1: Variación de la forma de una esfera (a), de un elipsoide (b) y de un elipsoide de revolución (c) ante un aumento del volumen de agua que lo recubre.

que disminuye la relación zona sin océano-zona con océano en la superficie terrestre al aumentar las dimensiones del elipsoide de equilibrio, junto con el hecho de que la corteza en zona de costa no es siempre vertical. Sin embargo, hemos hecho las suposiciones anteriores por la dificultad que plantea el problema de cálculo de las integrales elípticas que resultan y porque la precisión de conocimiento de los parámetros que intervienen no lo justifica. Por lo tanto, si y es el aumento de volumen de agua, se tiene que $x = 100y/71$ debe ser el aumento de volumen entre los dos elipsoides. Queremos que la diferencia de volúmenes corresponda al deshielo del agua acumulada en la criosfera, que es, según la tabla 6-1, de $32.5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Una vez que se tiene el radio, se procede como en el caso anterior y se obtiene el valor de los nuevos semiejes

$$\begin{aligned} a &= 6.37489109 \cdot 10^6 \text{ m} \\ b &= 6.36385704 \cdot 10^6 \text{ m} \\ m &= 3.4677 \cdot 10^{-3} \end{aligned}$$

que significan un aumento de nivel de 309.33 metros en los Polos y 311.48 metros en el Ecuador (figura 6-1 b) o, lo que es lo mismo, una diferencia de aumento entre el Ecuador y los Polos de 2.15 m. Por otra parte, si consideramos la siguiente aproximación de primer orden para el valor del potencial en una superficie de nivel

$$W_S = \frac{GM}{\rho} \left(1 + \frac{m}{2} \cos^2 \varphi \right)$$

en función de la latitud φ y del radiovector ρ , se puede obtener el valor del aumento de nivel en un punto de latitud φ , ya que el valor de W_s tiene que permanecer constante.

Sin embargo, hay que tener en cuenta otro efecto que se produce al variar las dimensiones de una esfera en rotación, que es la variación de su velocidad angular. Esta variación se debe a la conservación del momento angular, ya que el momento angular de una esfera M_s es

$$M_s = \frac{2}{5}MR^2\omega$$

Como el momento angular deber permanecer constante, se produce una variación de la velocidad angular. Si se tiene en cuenta esta variación al calcular los semiejes del elipsoide, su aplanamiento y la velocidad angular, se obtienen los siguientes valores

$$a = 6.37489038 \cdot 10^6 \text{ m}$$

$$b = 6.36385846 \cdot 10^6 \text{ m}$$

$$m = 3.4670 \cdot 10^{-3}$$

$$\omega = 7.291438 \cdot 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$$

Si calculamos ahora el aumento del nivel del mar que se produciría si se deshelaran todos los glaciares, se tendría una aumento de nivel de 310.75 metros en los Polos y 310.77 metros en el Ecuador (figura 6-1 c), que proporciona una diferencia de aumento entre el Ecuador y los Polos de 0.02 m. Por otra parte, se puede observar que ha disminuido el aplanamiento, lo que es debido a la ralentización del movimiento de rotación, lo que ocasiona que la variación del nivel del mar sea prácticamente igual en cualquier punto de la superficie del elipsoide. Se obtiene de lo anterior otro resultado muy interesante, que es la disminución de la velocidad de rotación de la Tierra en $6.7 \cdot 10^{-9} \text{ rads}^{-1}$ que se produciría si aumentara la masa de agua sobre el océano. Esto tendría importantes consecuencias, como variaciones en el movimiento de traslación de la Luna, duración del día o, centrándonos en la superficie del océano, en la amplitud y desfase de las componentes de marea. Por otra parte, todos los cálculos realizados son estimativos, porque habría que considerar el campo gravífico de la Tierra real, incluidas anomalías.

Farrell y Clark hacen referencia [94] a las variaciones instantáneas del nivel del mar ocasio-

nadas por un deshielo. Por una parte, en zonas no afectadas por movimientos de la corteza, las variaciones del nivel del mar a lo largo del tiempo representarían la variación global del nivel del océano. Esto sería cierto si las variaciones fueran uniformes. Y aquí hay que considerar otros factores: la atracción que ejercen las masa de hielo sobre el océano, que varían al modificarse la distribución de la criosfera y variaciones en las cortezas continental y oceánica ocasionadas por el deshielo. En el trabajo citado anteriormente, se consideran las hipótesis de una Tierra viscoelástica, con simetría esférica y radialmente estratificada y se determinan las variaciones instantáneas del nivel del mar si se produjera un deshielo uniforme de 1 metro de las capas de hielo sobre Fennoscandia y Norteamérica. Las variaciones obtenidas con este modelo dependen de la posición geográfica y varían desde una disminución de 85 cm cerca de Groenlandia y Noruega a un aumento de 120 cm en el Pacífico Sur, siendo siempre menor de 100 cm en el Atlántico Norte. Estas diferencias se deben al efecto de carga. Mil años después del deshielo, la atracción ejercida por las masa de hielo del hemisferio norte produciría un reajuste hacia el Pacífico Norte, que instantáneamente experimentaría un aumento menor del nivel del mar, ocasionando una disminución en el Pacífico Sur.

Conrad y Hager [57] estudiaron las variaciones del nivel medio que tendrían lugar si se retiraran los hielos de la Antártida, Groenlandia y glaciares de cordilleras montañosas. Los resultados muestran una dependencia de las variaciones y de la dirección de la misma de la zona de dónde se retire el hielo. En efecto, en estas zonas, la corteza se eleva isostáticamente, el fondo del océano se hunde y varía el campo gravífico terrestre, con lo que la tasa de variación de nivel medio estaría determinada por el movimiento de la superficie del océano y de la corteza oceánica, así como del centro de masas de la Tierra. Concluyen estos autores que el nivel medio global obtenido a partir de series mareográficas puede tener un error sistemático por este motivo. Además, a partir del estudio anterior, estiman que las estaciones mareográficas del hemisferio norte (que son la mayoría del PSMSL) podrían medir una variación un 10 – 20% más rápida que la media global como consecuencia del aporte de masa oceánica si sólo la perdiera la Antártida. Esto, sin duda, afectaría de forma significativa a las estimaciones del nivel medio global determinadas con medidas mareográficas que no han eliminado este efecto.

Respecto a las variaciones de volumen del agua oceánica, resaltamos que puede no resultar, en absoluto, despreciable la oceánica ocasionada por expansión térmica. Para algunos autores

este hecho ha sido y será la causa de gran parte de la variación de nivel del mar [112, 333]. Para obtener una estimación de esta magnitud, vamos a considerar un aumento de la temperatura del océano de 10 a 11°C en el océano. Considerando una salinidad constante de 35‰, se produce una variación de densidad de -0.17 kg m^{-3} . La profundidad media del océano es de 3.8 km y el volumen global es $1.370 \cdot 10^9 \text{ km}^3$, su masa total es $1.42 \cdot 10^{21} \text{ kg}$ y su densidad media es $1.035 \cdot 10^{12} \text{ kg m}^{-3}$, aunque varía entre $1021.00 \text{ kg m}^{-3}$ en océanos abiertos y $1070.00 \text{ kg m}^{-3}$ a 10000 metros de profundidad. Considerando estos datos, un aumento de 1°C ocasionaría un aumento de volumen superior a los 300 000 km^3 , representando esto una elevación media del nivel del mar de casi 70 centímetros. Este cálculo se ha efectuado con hipótesis ideales, como densidad, profundidad o aumento de temperatura uniforme para una temperatura hipotética y sin considerar elipticidad de la Tierra, pero nos puede dar una idea de la magnitud de las variaciones del nivel del océano por expansión térmica. Además se ha considerado una temperatura del agua oceánica de 10°, lo que es cierto en latitudes medias en invierno. Como el espesor de la capa de mezcla varía entre 200 y 600 metros, repitiendo este cálculo considerando sólo una capa de mezcla con un espesor de 400 metros, obtenemos una variación de nivel del mar de 6 centímetros. Esta elevación es bastante sensible a la temperatura que tiene al principio debido a la dependencia del valor inicial de la temperatura para las variaciones de salinidad respecto variaciones de temperatura. Considerando sólo la capa de mezcla, pero con una temperatura inicial de 20° que pasa a 21°, se obtiene una elevación media de casi 10 centímetros.

Por otra parte, las variaciones de salinidad tienen lugar en una escala regional y son muy específicas. Sin embargo, las fuentes principales de variaciones de salinidad están localizadas en latitudes altas donde el agua del océano encuentra una manera efectiva de pasar de la superficie a capas más profundas del océano. Por lo tanto, a largo plazo, las variaciones regionales de salinidad afectan a toda la circulación oceánica, al producirse ondas de largo período y transporte por medio de corrientes. Los procesos de reajuste son lentos y afectan a la distribución de temperatura y a la expansión térmica, por lo que una variación rápida de la salinidad se manifestaría más en algunas zonas, en un principio. Para estimar la expansión oceánica a partir de observaciones hay que estudiar la temperatura y salinidad a lo largo de una columna de agua durante un largo período de tiempo. Los estudios locales realizados al respecto [236] muestran

una dependencia de los resultados obtenidos respecto a la posición geográfica. Según estos autores, los análisis de datos globales realizados durante la década de los 90 están empezando a indicar variaciones coherentes a gran escala de las temperaturas oceánicas no superficiales y las estimaciones de la expansión térmica asociada con algunas de las variaciones de temperatura oceánica observada son similares, en magnitud, a variaciones observadas en registros mareográficos cercanos.

Finalmente, no hay que olvidar que el carácter de estas variaciones es, claramente, global y que su efecto no es despreciable. Uno de los mayores problemas para determinar las variaciones de nivel originadas por cambios del volumen y masa oceánicas es el conocimiento del volumen total de agua. Debido a las dificultades prácticas de esta determinación, tanto pasada como presente, este efecto no es eliminado de las observaciones de nivel del mar y tampoco es posible predecir, por el momento, variaciones futuras por esta causa. A pesar de esto, probablemente la mayor causa de variabilidad del nivel del mar a muy largo plazo tenga su origen en este conjunto de fenómenos. Aunque se puede estudiar el efecto global y particularizar en un punto específico (en nuestro caso, en el Puerto del Musel) actualmente no se dispone de estimaciones y resultados precisos que hagan que esta eliminación sea factible.

6.3 Dinámica de la litosfera

La importancia y necesidad de una referencia respecto a la que enlazar la superficie del océano para el establecimiento de un nivel medio absoluto ya fueron tratadas anteriormente. Así mismo, fueron señaladas las principales dificultades de este proceso, entre las que destaca una correcta diferenciación de movimientos de la corteza y variaciones de nivel. Y es que la Tierra se encuentra en un proceso continuo de formación y evolución. Como es bien sabido, la corteza terrestre está constituida por una serie de placas, que se hallan en continuo movimiento respecto a sí mismas. Por una parte, en las dorsales meso-oceánicas se genera corteza, lo que obliga a que se desplace la corteza oceánica de las placas implicadas en la extensión. Pero, por otra parte, no aumenta sustancialmente la superficie terrestre, por lo que se producen plegamientos en otras zonas. Existen, además, zonas de fallas, donde se producen deslizamientos en un plano vertical.

Todos los procesos anteriormente descritos que afectan a la superficie de la Tierra tienen también su efecto sobre el nivel del mar. Las variaciones ocasionadas fueron detectadas e interpretadas durante mucho tiempo como variaciones del nivel del mar, como es el caso, por ejemplo, de la península de Fennoscandia, donde una elevación de la propia península se manifiesta, en mareógrafos ligados a la corteza, como una disminución del nivel del mar de magnitud 1 cm/año. Para la separación de movimientos verticales de la corteza de la señal oceánica fue necesaria la utilización de técnicas gravimétricas y de Geodesia de precisión. Este valor es ligeramente mayor en la Bahía de Hudson, en Canadá, donde es del orden de 1.1 cm/año [207]. Otro ejemplo se tiene en la isla griega de Creta situada en la confluencia de dos subplacas, donde diversos terremotos ocurridos en la parte Sur de la isla han dejado visibles terrazas situadas a 9 metros de altitud y que fueron ocasionadas por la erosión marina. Aunque en ambos casos lo que se detecta es una variación del nivel del mar, los fenómenos que realmente tienen lugar son isostasia y un movimiento de placas, respectivamente. Estos fenómenos han cobrado mayor importancia en épocas recientes, debido a varios factores. La disponibilidad de observaciones altimétricas referidas al geocentro o de observaciones gravimétricas de precisión hace indispensable la corrección de los movimientos verticales de la corteza. Y, además, la precisión obtenida con los modernos sistemas de adquisición de datos, así como la demanda de la sociedad de una mayor exactitud en la determinación del nivel del mar, exigen una corrección de movimientos de la corteza.

La interpretación de los movimientos de la corteza es un tema controvertido. Así, en el caso de la Península Escandinava y Canadá, el levantamiento de la corteza que está teniendo lugar es generalmente atribuido a ajuste isostático debido a la retirada de los hielos desde la última época glacial. Sin embargo, diversos autores atribuyen una parte importante de los movimientos verticales a diversos procesos tectónicos [182, 271]. Slunga (1989) concluye que la principal compresión para Fennoscandia está orientada en la dirección de la dorsal mesoatlántica y que el ajuste isostático sólo es de una importancia menor en las variaciones actuales. Por el contrario, Muir Wood discute, en 1992, los patrones de sismicidad en la zona y encuentra que la tensión debida al empuje de la dorsal es demasiado pequeña para ser la responsable del campo de tensiones presente, por lo que el levantamiento debe estar debido, principalmente, a ajuste postglacial [185]. Estas conclusiones son apoyadas por el estudio teórico realizado por

Wu y Hasegawa en 1996, cuyos modelos predicen que la actividad de fallas y terremotos está directamente relacionada con la campo de tensiones del levantamiento postglacial [337].

Los fenómenos asociados a dinámica de la litosfera que ocasionan variaciones aparentes del nivel del mar no tienen únicamente como consecuencia la variación originada directamente por el fenómeno. Con esto queremos decir que el movimiento de las placas no produce sólo una variación de nivel asociada a las nuevas dimensiones de la cuenca, sino también produce, a largo plazo, variaciones de las características y propiedades de los otros fenómenos que modifican la superficie libre del océano. Como ejemplo, los parámetros de marea están íntimamente relacionados con la forma de la cuenca, en especial, con las características del fondo oceánico, por lo que se modifican tanto los parámetros en un emplazamiento determinado como la propagación de la onda de marea. Por otra parte, muchas veces una variación del nivel del mar asociada a un proceso ocasiona a la vez otro proceso, como puede ser el enfriamiento de la corteza continental, que ocasiona fluctuaciones en la densidad del agua en el área cercana, con la respectiva variación de temperatura y la consiguiente subsidencia.

Pero la importancia de movimientos de la litosfera para el estudio de variaciones del nivel del océano no sólo radica en la variación de las condiciones hidrodinámicas como consecuencia de la nueva forma o dimensiones de la cuenca y en otros fenómenos asociados. Podríamos decir que lo anterior son variaciones “reales”. Pero también existen variaciones aparentes del nivel del mar, que no pueden ser consideradas como tales. Son, por ejemplo, fenómenos de subsidencia o levantamiento de la corteza que en estaciones de observación ligadas a la misma se detectan como variaciones del nivel del mar. Es decir, los movimientos de la corteza ocasionan un desplazamiento del sensor, una de cuyas consecuencias es el movimiento del datum. Este tipo de “variaciones” sólo son detectadas en mareógrafos costeros o ligados a la costa, no en observaciones realizadas por satélite, que están referidas al geocentro o a otro sistema de referencia independiente de la corteza.

Entre los procesos asociados a dinámica de la litosfera destacamos, por su magnitud y por tener lugar a nivel planetario, los asociados a tectónica de placas, que modifican de forma considerable la distribución de los continentes y de los océanos. Se produce, consecuentemente, una variación aparente del nivel del mar ocasionada por las nuevas dimensiones de la cuenca, que está íntimamente relacionada, en primer lugar, con una redistribución de masas oceánicas

y una nueva respuesta del océano a la nueva forma de la cuenca. Sin embargo, la variación de la forma y dimensiones de la cuenca no es, en absoluto, la única causa de variaciones del nivel del mar, ya que hay otros muchos procesos asociados a la dinámica de la litosfera. Los principales van a ser considerados a continuación.

La tectónica de placas modifica de forma lenta y continua la forma y el volumen de las cuencas oceánicas, afectando esta modificación en distintas escalas espaciales. En una escala local, cuando la corteza oceánica se aleja de donde se ha generado, en las dorsales submarinas, se enfría y espesa, produciéndose distintos efectos. Por una parte, esta nueva corteza oceánica ve incrementada su densidad, por lo que el fondo oceánico se sumerge isostáticamente, lo que es conocido con el nombre de termo-isostasia. Esta es la razón por la que las islas oceánicas de origen volcánico se van sumergiendo mientras migran, aunque esto no es posible detectarlo en islas de aguas tropicales, porque a la vez que se produce subsidencia, las barreras coralinas crecen hacia arriba, manteniendo su posición de aguas someras. Como ejemplo citaremos las tasas de subsidencia obtenidas en la Islas Marshall en los últimos 6 millones de años, que se sitúan en torno a los 0.6 mm/año, y en el atolón de Mururoa, que es de 0.12 mm/año [214]. Cuando la corteza oceánica migrante se aproxima a un “hot spot”, el proceso de enfriamiento normal se revierte, ya que la corteza se calienta y se vuelve menos densa y más fina, por lo que se eleva isostáticamente. Como ejemplo citaremos el caso de las islas Tuamotu, localizadas a 200 km del “hot spot” o punto caliente de las Islas Sociedad en el Pacífico, que se están aproximando a dicho punto a una velocidad de 45 mm/año. Aunque el levantamiento es de pequeña magnitud (0.1 mm/año), como puede durar varios millones de años, en los que además la velocidad se irá incrementando según se aproxime más al “hot spot”, la elevación producida por subsidencia puede resultar considerable. Por otra parte, a medida que la corteza se aleja de él, se enfría y tiene lugar, de nuevo, un fenómeno de isostasia.

En zonas de convergencia de placas, los sedimentos del suelo marino que cubren la placa oceánica son, a menudo, demasiado ligeros para que se produzca subsidencia. Por consiguiente, se apilan, formando el llamado prisma de acreción cerca del borde de la placa superior, que se eleva isostáticamente como consecuencia de esto. En márgenes continentales pasivos, donde la velocidad de subsidencia es muy baja, del orden de 0.03 mm/año en los últimos 135 millones de años, que incluye no sólo el enfriamiento litosférico sino también los efectos de carga

sedimentaria, lo que ha sido sugerido por Gornitz *et al.* para la costa Este de Estados Unidos [114].

Durante distintos procesos que tienen lugar sobre la Tierra puede tener lugar un efecto de carga sobre el fondo oceánico, que aparentemente puede ser interpretado como una variación del nivel del océano. Tanto para modelos globales como locales, obtenidos tanto a partir de observaciones altimétricas como en sensores ligados a la corteza, es importante poder distinguir el efecto causado por ambos fenómenos y no interpretar movimientos de la corteza como variaciones del nivel del océano. Existe un efecto de carga de la masa añadida o sustraída sobre el océano, produciéndose un primer desplazamiento vertical del nivel del mar. Además, al producirse un desplazamiento vertical de la corteza oceánica por efecto de carga, en datos basados en observaciones de satélites altimétricos se observa una variación aparente del nivel del mar en el mismo sentido en que se produce el desplazamiento del fondo, ya que el altímetro observaría variaciones respecto al geocentro de la corteza oceánica y la consecuente variación del nivel del mar respecto al geocentro. Pero, además, al ser la corteza elástica, tiene lugar una deformación de la misma, por lo que en zonas costeras es posible observar una variación del nivel del océano.

En el curso de las últimas décadas, se ha venido desarrollando [92, 93, 94, 207] una teoría precisa sobre las variaciones ocasionadas en una Tierra elástica por el efecto indirecto de carga. En estos trabajos se considera una Tierra esférica de radio a , con simetría esférica y radialmente estratificada, y un modelo perfectamente elástico, la expresión del potencial gravitatorio como suma de armónicos esféricos respecto al centro de masas de la Tierra para un punto situado a una distancia radial r , está dado por

$$\phi(r, \theta) = \frac{ag}{M_{\oplus}} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n(\cos \theta)$$

para $r \geq a$ y donde M_{\oplus} es la masa total de la Tierra.

Para condiciones de contorno adecuadas y para grado n se resuelve la ecuación que expresa el equilibrio estático de la Tierra bajo fuerzas elástica y gravitacionales y se obtienen los números de Love de carga, que dependen de n y de la estructura elástica y de densidad del modelo de

Tierra adoptado. Así, para el término

$$\phi_n = \frac{ag}{M_{\oplus}} P_n(\cos \theta)$$

$k'_n \phi_n$ es la perturbación de grado n en el potencial gravitatorio en la superficie $r = a$ debido a la deformación elástica dentro de la Tierra.[92, 94]. Entonces, la perturbación total, para cada término del potencial, es la suma de la perturbación ocasionada por la masa aplicada y la perturbación $k'_n \phi_n$ debida a la nueva distribución de masa, y empleando la notación introducida por Farrell se puede expresar como

$$\phi'_n = (1 + k'_n) \phi_n$$

Por otra parte, el desplazamiento radial de la superficie sólida respecto a $r = a$ es $h'_n \phi_n / g$. Si esta cantidad es positiva, el radio después de la deformación es mayor que a y viceversa. Entonces, el potencial generado por la perturbación y el desplazamiento radial están dados respectivamente por

$$\begin{aligned} \phi'(a, \theta) &= \frac{ag}{M_{\oplus}} \sum_{n=0}^{\infty} (1 + k'_n) P_n(\cos \theta) \\ H(a, \theta) &= \frac{a}{M_{\oplus}} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \theta) \end{aligned}$$

La primera ecuación representa la perturbación ocasionada por la contribución de todos los armónicos en la superficie $r = a$ y la segunda es el desplazamiento de la frontera sólida (costa) con respecto a $r = a$. El potencial de la perturbación de la frontera sólida deformada en un modelo de Tierra elástica, causado por una unidad de masa aplicada a la superficie se denota ϕ^E , y verifica que

$$\phi_n^E = (1 + k'_n - h'_n) \phi_n$$

ya que $-g(h'_n \phi_n / g)$ es la variación del potencial si nos movemos de $r = a$ a la nueva posición de la frontera sólida. Luego la masa asociada a la frontera sólida ya no está en $r = a$ y, además, se ha considerado una superficie esférica antes de la deformación, hecho que no es cierto en la

Tierra real. Pero estos dos efectos tienen una influencia despreciable en el potencial perturbador [94] para cargas de masa mucho menores que M_{\oplus} , y se puede calcular la variación en potencial de la frontera deformada de la Tierra mediante la función de Green

$$\phi^E(a, \theta) = \frac{ag}{M_{\oplus}} \sum_{n=0}^{\infty} (1 + k'_n - h'_n) P_n(\cos \theta)$$

Un caso ampliamente estudiado es el efecto de carga producido por un aumento de la masa oceánica como consecuencia de una variación de la masa de la criosfera. Esta teoría se basa en la llamada por algunos autores “Ecuación del Nivel del Mar” [207], que fue dada por Farrell y Clark [94] y donde el nivel del océano respecto a la corteza terrestre $S(x, t)$ está relacionado con la función de Green anterior por medio de la ecuación

$$S(x, t) = \frac{1}{g} \int_{\Omega} \phi^E [\rho_W C(x', t) S(x', t) + \rho_I (1 - C(x', t) I(x', t))] dx' + c$$

donde Ω representa la superficie total de la Tierra, ρ_W es la densidad del agua, ρ_I es la densidad del hielo, I es el espesor de la capa de hielo y $C(x, t)$ es la llamada función del océano [186], definida igual a la unidad en océanos y nula en zonas no oceánicas o mares interiores. Esta función, al igual que las demás funciones que intervienen en la ecuación anterior, depende del tiempo, ya que existen zonas que en unas determinadas épocas están cubiertas por el océano y en otras no. La constante c está determinada de tal forma que se conserva la masa total del océano y de glaciares, es decir, debe verificar

$$c = -\frac{M_{\oplus}}{A_o \rho_W} - \frac{\rho_I}{g A_o} \int_{\Omega} \phi^E (1 - C(x, t)) I(x, t) dx - \frac{\rho_W}{g A_o} \int_{\Omega} \phi^E C(x, t) S(x, t) dx$$

donde A_o es el área cubierta por los océanos.

Podemos observar que la “Ecuación del Nivel del Mar” es una ecuación integral y su resolución proporciona la variación del nivel, considerando el efecto de carga sobre la corteza, al producirse una carga sobre el océano. Ha sido resuelta, numéricamente por diversos métodos. Además, debido a la influencia de nivel del mar, dependiente del tiempo, sobre la función C , resulta apropiado resolver esta ecuación por procesos iterativos [207].

La deformación isostática también puede ser causada por cargas considerables sobre la

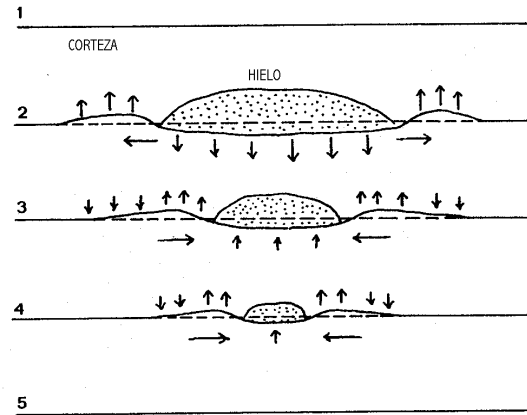


Figura 6-2: Consecuencias del desarrollo de una capa de hielo [214].

superficie litosférica, lo que produce una depresión isostática bajo la carga y un borde marginal ligeramente elevado, a alguna distancia del baricentro de la carga. Esta deformación puede ser consecuencia de muy distintos fenómenos, como la carga de una capa de hielo, un volcán o cualquier gran acumulación de sedimentos o incluso de agua. Según ha demostrado Daly en 1934 [60], el desarrollo de una capa de hielo tendrá como primera consecuencia un proceso de subsidencia bajo dicha capa (figura 6-2) (glacio-isostasia) y, cuando el material más profundo de la corteza se aleja hacia zonas periféricas empujado por el hundimiento, se produce un abultamiento alrededor del margen del hielo. Al derretirse la capa de hielo se produce la descarga, que resulta en elevación bajo el hielo derretido, que puede alcanzar valores de 5 – 10 mm/año. Este proceso es el que está teniendo lugar actualmente en los países escandinavos, donde la corteza se está elevando isostáticamente al retirarse el hielo que se concentró en la zona durante el último período glacial. Por otra parte, el borde marginal tiende a subsidir y las masas más profundas de la corteza se mueven hacia él dentro de la carga, hasta que finalmente desaparece completamente la deformación.

La volcano-isostasia está ocasionada por intrusiones reiteradas de lava que generan procesos isostáticos comparables a los de una placa de hielo de igual masa. Los cálculos empíricos basados en un gran número de casos existentes sugieren que en los océanos la depresión isostática bajo la carga oceánica se extiende sobre una distancia generalmente menor de 150 km desde el baricentro de la carga, aunque este valor puede ser superior para grandes masas volcánicas, como

es el caso de Hawaii, donde se extiende a 200 km del baricentro. El abultamiento periférico se extiende entre 150 y 200 km, pudiendo llegar a ser de hasta 500 km para grandes masas [169, 214]. En Hawaii, una zona volcánicamente activa hoy en día, la velocidad de subsidencia se ha estimado en 4.8 mm/año a partir de datos de mareógrafos ligados a la corteza y de 2.4 mm/año usando datos de terrazas sumergidas. Como ejemplo en zona de volcán no activo, citaremos a Tahití, donde las erupciones volcánicas cesaron hace un millón de años. En esta zona la velocidad de subsidencia ha sido estimada en 0.4 mm/año para los últimos cien mil años y en 0.15 mm/año durante los últimos doscientos mil años.

El sobrepeso que experimenta una zona es, claramente, origen de un proceso de subsidencia. Pero existen otras causas no citadas anteriormente que pueden desencadenar este proceso. Citaremos que en regiones costeras, la acumulación de sedimentos es notable no sólo en arrecifes de coral, sino muy especialmente en zonas de deltas importantes, donde la velocidad de subsidencia es normalmente de unos pocos milímetros al año. Este fenómeno se conoce con el nombre de sedimento-isostasia y tiene un gran número de consecuencias importantes sobre la vida y el ecosistema del delta, entre las que destacaremos el impacto que causa, al ser una zona donde existe vida de gran importancia para el ecosistema y por el papel regulador del delta. Un caso estudiado ampliamente es el delta del Nilo. Por otra parte, esta subsidencia puede ser incrementada uno o dos órdenes de magnitud si se extraen fluidos subterráneos, como agua, aceite, petróleo o gas. En estos casos, el vaciado de la cámara ocasiona, aún sin existencia de un aporte extra de sedimentos, un hundimiento de la zona. Existen multitud de ejemplos al respecto, como las proximidades del lago Maracaibo en Venezuela, donde la extracción de petróleo ha ocasionado un hundimiento de la corteza de hasta 5 metros por debajo del nivel del mar, obligando a la construcción de 65 kilómetros de diques de 15 metros de altura [134]. Otro ejemplo es el caso de Bangkok, donde un aumento de la población ocasionó tanto un sobrepeso como la necesidad de una mayor cantidad de agua para consumo, que fue extraída de cámaras subterráneas. Más de 4550 km² fueron afectados por subsidencia entre 1960 y 1998, observándose un máximo de 160 centímetros. La mayor parte de la subsidencia se debió a compresión del suelo a 10 – 200 metros de profundidad como consecuencia de la extracción de agua para consumo de la población, unido a la superpoblación de la zona [196].

La compactación de sedimentos depende de variaciones en su contenido de agua, o bombea-

do de capas subterráneas. En zonas de deltas, como el del Mississippi, barros sedimentarios contemporáneos a menudo contienen aguas hasta un 50% de su peso. En capas de turba, la compactación puede alcanzar hasta el 90%. Subsistencia antropogénica reciente puede ser importante en desembocaduras de ríos o zonas de lagunas y tierra hundiéndose, que se han detectado en muchas regiones costeras. El hundimiento va desde los 4.6 m en Tokio, 2.7 en el delta del Po, 2.7 en Shangai y Houston. En muchos casos, el fenómeno de isostasia se ve acelerado por la compactificación de sedimentos situados bajo la carga, dando lugar a procesos sísmicos asociados o a movimientos verticales de la corteza no isostáticos. Esta situación es agravada por la importancia de los ríos para el hombre. Y es que los ríos proporcionan una base para la habitabilidad humana, no sólo en términos de agua y transporte, sino también como fuente de tierras fértiles, a menudo renovadas por inundaciones anuales. A medida que los entornos de los deltas están más y más poblados, la necesidad de modificación de los ríos aumenta: se debe contener la inundación anual, estabilizar las canalizaciones, aumentar la irrigación y utilizar la energía hidroeléctrica. El problema de cambio de los ríos y subsistencia en los deltas es especialmente crítico en el sur asiático, donde están emplazadas más de la mitad de las grandes urbes en el mundo. De estas 13 ciudades, todas menos Delhi están localizadas al menos parcialmente, en deltas o zonas bajas: Shangai, Bangkok, Tokio, Manila, Calcuta, Dhaka y Bombay son ejemplos inmediatos [177].

Durante una desglaciación el agua proveniente de las capas de hielo produce una carga considerable (del orden de 100 Tm^{-2} para una elevación de la capa de 100 metros) en el fondo de la cuenca oceánica, produciendo una subsistencia (hidro-subsistencia). En la parte superior de la plataforma continental inclinada o en aguas poco profundas, donde la profundidad del agua postglacial es menor que la variación global del nivel medio, la carga del agua derretida variará según la topografía local [26]. Generalmente, se incrementa gradualmente hacia el mar abierto. En este caso, los constreñimientos hidro-isostáticos producirán una flexión litosférica con una inclinación hacia el mar típica. Los emplazamientos potencialmente adecuados para medir la componente glacio-eustática de elevación del nivel del mar pueden ser, pues, encontrados en la plataforma continental exterior, o en pequeñas islas que se eleven escalonadamente desde el fondo oceánico profundo como una varilla sumergida en él. Como apuntó este mismo autor “estos lugares serán deformados hacia abajo por la carga de agua de su alrededor, pero porque

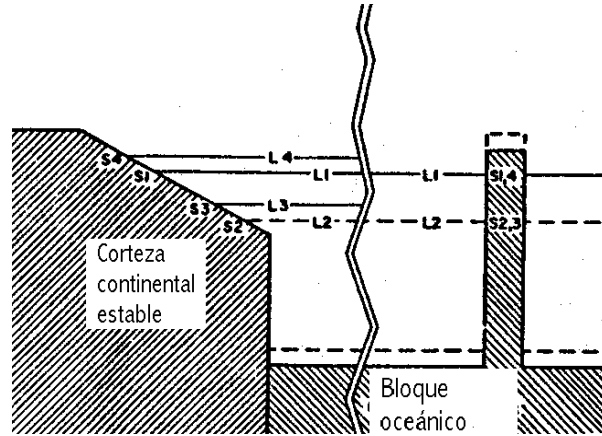


Figura 6-3: Deformación isostática en islas [214].

la totalidad del fondo oceánico se deprime, aumenta el volumen de la cuenca oceánica y el nivel del mar respecto a una isla, o a una hipotética boya amarrada en aguas profundas, no debería cambiar debido a la deformación isostática”. Esto se representa en la figura 6-3. En el caso de una isla oceánica, Nakada ha mostrado que lo anterior es válido cuando el radio de la isla es menor de 10 km y, que para islas de radios mayores, la estructura reológica del manto superior podría modificar los ajustes isostáticos [187].

Algunos movimientos isostáticos son inmediatos, en respuesta a fenómenos de carga y descarga. Sin embargo, debido a la viscosidad del material bajo la corteza terrestre, el movimiento puede continuar durante varios miles de años después de que se haya detenido el proceso de carga o descarga. Esto es claramente visible en zonas de capa de hielo continental anterior, donde los movimientos de elevación alcanzan el orden de 10 mm/año, varios milenios después de haber desaparecido totalmente la capa de hielo [207].

Se han desarrollado varios modelos geofísicos durante las últimas tres décadas para predecir variaciones relativas del nivel del mar después de una desglaciación, teniendo en cuenta la glacio-isostasia y la hidro-isostasia, como el de Farrell y Clark, citado en el apartado anterior, o los implementados por Tushingham y Peltier, ICE-3G o por Peltier ICE-4G [94, 298, 207]. Estos últimos modelos se basan la combinación de modelo viscoelásticos, dataciones geológicas y observaciones mareográficas. Suponen que la Tierra está radialmente estratificada, con una estructura elástica y una reología en donde la respuesta inicial a una tensión lateral aplicada

es elástica, pero la respuesta final es viscosa. Habiendo supuesto una historia “derretida” para todas las cargas de hielo continentales que existieron en el instante del último máximo glacial, la distribución de agua líquida dentro y entre los océanos se restringe de tal forma que el geoide instantáneo permaneció como superficie equipotencial en todos los instantes. Estos modelos han mostrado que la velocidad, dirección y magnitud de los movimientos de la corteza deben haber variado de lugar a lugar y, por lo tanto, no se puede considerar a ninguna región como verticalmente estable. También han sido útiles para proporcionar una aproximación de primer orden a la historia del nivel del mar desglacial y postglacial en zonas donde no hay datos disponibles.

La corrección de movimientos de la corteza por efecto de carga, principalmente del ajuste isostático post-glacial, es también posible por medio de modelos, estando esta corrección extendida para observaciones de nivel del mar [69, 70, 207, 145]. Uno de los modelos más conocidos y empleados es ICE-4G de Peltier, y en base a él vamos a corregir de levantamiento post-glacial las observaciones mareográficas obtenidas en las cinco estaciones del Puerto del Musel. Aunque no disponemos de valores de la corrección a aplicar en Gijón, sí disponemos de la corrección según este modelo en Santander, ya que pertenece a la base de datos RLR del PSMSL [71]. Además, Gijón y Santander se encuentran en emplazamientos cercanos en la costa norte del Península Ibérica, en zonas con características tectónicas similares y no se dispone en el puerto de observaciones GPS o nivelación de precisión continuadas y simultáneas con las observaciones mareográficas. Consecuentemente, hemos optado por introducir la corrección de -0.27 mm/año para Santander a las observaciones mareográficas del Puerto del Musel. Este valor, de elevación predicha por el modelo anterior, es mucho menor que el determinado en zonas donde la retirada de los hielos muy relativamente más reciente, como Escandinavia. Los resultados se presentan en la figura 6-4. La corrección aplicada está muy por debajo del nivel de precisión de las observaciones, ya que sólo supone un milímetro en 4 años, y no considera el aumento de masa del océano. Se puede observar que, debido a la pequeña magnitud de la corrección aplicada, los resultados son prácticamente idénticos a los obtenidos en el capítulo anterior.

Sanli y Blewitt [254] estudiaron el efecto de movimientos de la corteza considerando una única estación con observaciones medias mensuales proporcionadas por el PSMSL, situada en la costa del Mar del Norte británica. En dicha estación, situada en un margen estable y en

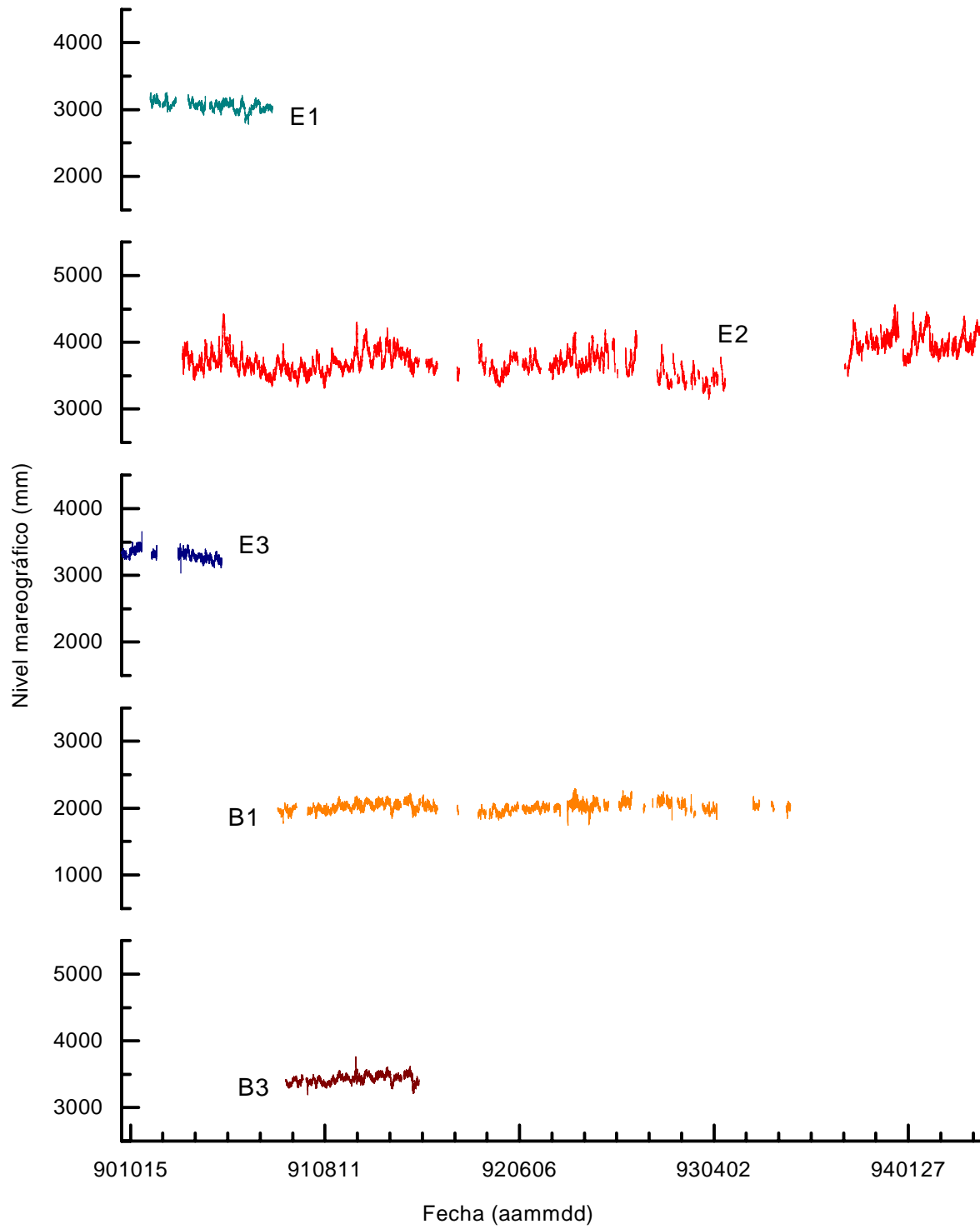


Figura 6-4: Nivel medio obtenido tras la corrección del levantamiento post-glacial según el modelo ICE-4G.

una zona tectónicamente no activa, se dispone de observaciones obtenidas durante 103 años. A partir de observaciones GPS y nivelación geodésica precisa, estimaron una elevación geocéntrica de 2.6 ± 1.0 mm/año, mayor que la indicada por las observaciones mareográficas sin corregir (1.8 mm/año).

Existen además otras causas de deformaciones locales verticales. En zonas tectónicamente activas, la deformación neotectónica es muy común y puede ser debida a tensiones durante procesos isostáticos, pero también otros fenómenos, como compresión, deslizamientos, plegamientos, fallas o inclinación de bloques de corteza. Las tendencias de desplazamiento vertical de origen tectónico a menudo parecen ser continuas y graduales a largo plazo, pero frecuentemente consisten en movimientos espasmódicos, a menudo teniendo lugar en el mismo instante que terremotos de gran magnitud. También han sido registrados desplazamientos rápidos asísmicos. Los plegamientos activos son frecuentes y se detectan generalmente a partir de observaciones geodésicas y geomorfológicas. Los métodos de análisis neotectónico depende de la escala de tiempo con que se esté tratando [320, 279]: se utilizan datos geodésicos y sísmicos para períodos cortos, desde horas a 100 – 1 000 años, datos históricos, arqueológicos y geomorfológicos para períodos desde 1 día a más de 1 millón de años y los datos geológicos para períodos desde 10 000 años a 10 millones de años. Todos estos métodos se pueden emplear para observaciones de los últimos 20 000 años.

Los terremotos pueden ocasionar también variaciones aparentes del nivel medio del océano. Los desplazamientos verticales co-sísmicos, que tienen lugar durante un terremoto, y los desplazamientos graduales, a menudo revirtiendo los co-sísmicos, pueden ocurrir durante unos pocos años o décadas precedentes (pre-sísmicos) o siguientes (post-sísmicos) el evento sísmico. El intervalo medio entre dos sismos (intersísmico) puede variar, dependiendo del área sismo-tectónica considerada, desde unos pocos siglos a 10 000 años. La repetición de la elevación co-sísmica o subsidencia durante un período de nivel del océano relativamente estable, producirá secuencias de líneas de costa escalonadas, que han tenido lugar en muchas zonas costeras sísmicas durante los últimos 100 000 años. Sin embargo, terrazas escalonadas similares podrían estar producidas por fluctuaciones del nivel del mar.

Particularizando lo anterior a las estaciones del Puerto del Musel, señalamos que la costa norte de la Península Ibérica es una zona tectónicamente estable, y que las estaciones no están

situadas cerca de la desembocadura de ningún río de caudal considerable. Además, como en la costa norte de la Península Ibérica no ha habido movimientos tectónicos de magnitud considerable durante el periodo correspondiente a las observaciones mareográficas, no resulta necesario eliminar este tipo de movimientos de la corteza. Consecuentemente, la única corrección posible es la de movimientos debidos a levantamiento postglacial, corrección que se ha aplicado según el modelo numérico ICE-4G, desarrollado por Peltier, como es usual en este tipo de estudios.

Capítulo 7

Nivel medio en la Península Ibérica

7.1 Introducción

Las etapas y la metodología seguidas, en los capítulos anteriores, para la determinación del nivel medio oceánico, se han desarrollado en base a observaciones horarias. Éstas han sido complementadas con parámetros climáticos, obteniéndose una determinación local precisa del nivel medio a partir de la eliminación de los efectos perturbadores contenidos en la señal.

Sin embargo, la problemática de la determinación de una superficie media oceánica comprende también una aproximación distinta al problema, que englobe determinaciones regionales y/o globales. De esta forma es posible el estudio de fenómenos que tienen lugar en más amplias escalas espaciales y temporales, como son movimientos verticales de la corteza o variaciones globales del nivel oceánico.

La principal limitación de una determinación global del nivel medio está, como ya se ha expuesto en el capítulo segundo, en las observaciones disponibles para la misma, así como su calidad. En general, estos estudios se basan en los datos proporcionados por el PSMSL; estas observaciones permiten el estudio de variaciones del nivel medio a partir de medias mensuales. En particular, en sus bases de datos están contenidas un gran número de estaciones situadas en la Península Ibérica, Canarias, Baleares y Ceuta.

Como ampliación y complemento al estudio del nivel medio realizado en las cinco estaciones situadas en el Puerto del Musel, se ha efectuado una determinación regional en base a medias mensuales. Estas observaciones son, por una parte, las obtenidas en el Puerto del Musel y, por

otra, los datos proporcionados por el PSMSL en la Península Ibérica. El objetivo de este estudio es múltiple, ya que no sólo se quiere determinar una tendencia regional que permita predecir si el nivel medio va a “subir” o a “bajar” o detectar, indirectamente, el rastro de factores locales, como posibles movimientos tectónicos, sino también queremos analizar la situación y el estado de los datos, principalmente en relación a su idoneidad y adecuación para la determinación de la tendencia. Por otra parte, parece conveniente ampliar el área de estudio a las estaciones españolas no peninsulares, emplazadas en Canarias, Baleares y costa norteafricana.

En este capítulo describimos y analizamos, en primer lugar, las observaciones en las que nos basamos para la realización del estudio regional. Por una parte, disponemos de medias mensuales del PSMSL y, por otra, de observaciones horarias del Puerto del Musel y Santander. A partir de estas últimas observaciones fueron obtenidos dos tipos de medias mensuales: las determinadas a partir de los datos horarios y las determinadas partiendo del nivel medio obtenido tras la eliminación de mareas, interacciones no lineales y efecto de presión. En particular, se compararon las observaciones de Gijón del PSMSL y estos dos tipos de medias mensuales. A continuación, fue determinada la tendencia del nivel medio, estudiándose la aplicación de filtros a las observaciones a fin de obtener un nivel medio más real.

7.2 Estaciones españolas y portuguesas en el Atlántico Norte

Una de las principales bases de datos que puede ser utilizada en el estudio del nivel medio del océano es la del Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL). Los datos proporcionados por este organismo incluyen 12 medias equidistantes al año y coordenadas de la estación, un fichero de documentación que puede contener distinto tipo de información relativa tanto a la estación (situación, movimientos, operatividad) como al organismo que ha proporcionado las observaciones, al sensor, al enlace del clavo del mareógrafo con clavos de nivelación o a la propia serie de observación, así como irregularidades o saltos del cero instrumental.

Sin embargo, desgraciadamente, la información que está contenida en los ficheros correspondientes a las estaciones consideradas no es muy amplia y, en algunos casos, no se puede comprobar lo que parece un desplazamiento vertical del datum o errores de observación. Respecto a las medias proporcionadas, señalamos que algunos valores han sido determinados a

pesar de faltar algunos días de observaciones en el intervalo correspondiente, información que es, de hecho, también indicada por el PSMSL. Otra limitación de las series disponibles radica en que a menudo los valores medios mensuales se basan en los datos de máximos y mínimos de marea.

Respecto a la Península Ibérica, las estaciones incluidas en la base de datos del PSMSL se presenta como un conjunto no homogéneo. Está integrado por 13 estaciones situadas en el Mar Cantábrico y Galicia, 11 estaciones en las costas portuguesas, 11 estaciones en la costa sur de España y Gibraltar y 6 estaciones en la costa este de España, que se han tabulado en las tablas 7-1, 7-2, 7-3 y 7-4, donde se indican el nombre de la estación, sus coordenadas, si sus datos pertenecen a la base METRIC o RLR, el periodo del que se tiene medias mensuales y la longitud total de la serie de observación (en años). Así mismo, existen otras estaciones españolas extrapeninsulares: 2 en Baleares, 6 en la costa norteafricana y 16 en las Islas Canarias. En España, estas observaciones han sido cedidas principalmente por el Instituto Geográfico Nacional, Puertos del Estado y el Instituto Español de Oceanografía, si bien las observaciones de L'Estartit fueron proporcionadas por el Dr. Josep Pascuala Massaguer. Las observaciones de las estaciones portuguesas de la Península fueron obtenidas por el Instituto Hidrografico y el Instituto Portugues de Cartografia e Cadastro. El organismo responsable de las observaciones de la estación situada en Gibraltar es el Hydrographic Department, de Tauton.

De las estaciones situadas en la costa norte de España (tabla 7-1), sólo pertenecen a la red GLOSS las tres estaciones de La Coruña. Además, la mayor parte de estas estaciones pertenece a la base de datos RLR, existiendo únicamente dos estaciones, La Coruña I y Vigo, con una longitud de registro superior a 40 años. La estación de La Coruña II consta de 33 años de observaciones, Santander I de 29 años y Pasajes de 17 años. Por lo tanto, se puede decir que esta zona está bien representada en la base de datos del PSMSL. En particular, Vigo es una de las estaciones con mayor número de años sin interrupciones de todas las estaciones españolas incluidas en el PSMSL. Además, los registros de Santander y La Coruña cubren prácticamente el periodo desde 1944 a 1999. Por otra parte, señalamos que las estaciones emplazadas en Gijón (cuya posición ha sido indicada como H en la figura 3-1) no poseen observaciones simultáneas a las de las estaciones del Puerto del Musel.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Pasajes	43°19' N	01°55' W	RLR	1948-63	17
Bilbao	43°20' N	03°02' W	RLR	1992-99	8
Santander I	43°28' N	03°48' W	RLR	1944-66	29
Santander II	43°28' N	03°46' W	RLR	1963-74	10
Santander III	43°28' N	03°47' W	METRIC	1992-99	8
Gijón	43°34' N	05°42' W	METRIC	1944-49	6
Gijón II	43°34' N	05°42' W	RLR	1995-98	4
La Coruña I	43°22' N	08°24' W	RLR	1943-87	45
La Coruña II	43°22' N	08°24' W	RLR	1955-80	33
La Coruña III	43°22' N	08°23' W	RLR	1992-99	8
Vilagarcía	42°36' N	08°46' W	RLR	1997-99	3
Vigo	42°14' N	08°44' W	RLR	1943-99	47
Vigo II	42°15' N	08°44' W	RLR	1997-99	3

Tabla 7-1.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Viana B	41°41' N	08°50' W	METRIC	1984-96	13
Viana	41°41' N	08°50' W	RLR	1978-85	8
Leixoes	41°11' N	08°42' W	RLR	1956-85, 95	31
Aveiro	40°39' N	08°45' W	RLR	1975-85, 87-96	21
Cascais	38°41' N	09°25' W	RLR	1882-1911, 14-15, 17-51, 55-91	104
Lisboa	38°42' N	09°08' W	RLR	1972-85	14
Setroia	38°30' N	08°54' W	RLR	1976-96	21
Sines	37°57' N	08°53' W	RLR	1977-87, 91-92	13
Lagos	37°06' N	08°40' W	RLR	1908-39, 42-47, 51-62, 65-87, 89-93	78
Farobara	36°59' N	07°52' W	METRIC	1978-84	7
Vilareal	37°11' N	07°25' W	METRIC	1997, 83-84	4

Tabla 7-2.

En Portugal (tabla 7-2), predominan las estaciones situadas en la costa oeste, aunque tres están situadas en la costa sur: Lagos, Faro y Vilareal. Las dos estaciones que poseen una longitud de registro mayor de la península son portuguesas, Cascais y Lagos, aunque ambas presentan numerosas interrupciones. Destacamos que las observaciones de Cascais no se vieron interrumpidas por la Segunda Guerra Mundial, lo que sí ocurrió parcialmente en Faro. Además, Cascais es la única estación que pertenece a la red GLOSS. Por otra parte, de ninguna de las once estaciones se poseen datos con posterioridad de 1996.

En las observaciones de la costa sur española peninsular (tabla 7-3), destaca la serie correspondiente a Tarifa, por su longitud, si bien presenta numerosas interrupciones. Además, en ninguna de las series son proporcionados datos de antes de la década de los 40 del siglo XX, probablemente debido a que no se realizaron observaciones como consecuencia de la Guerra Civil. Por otra parte, la mayoría de las estaciones se poseen datos recientes lo que, presumiblemente, significa una continuidad en el futuro de estos datos.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Huelva	37°08' N	06°50'W	RLR	1996-99	4
Bonanza	36°48' N	06°20'W	RLR	1992-99	8
Cádiz I	36°30' N	06°12'W	METRIC	1946-65	20
Cádiz II	36°32' N	06°19'W	RLR	1976-88	13
Cádiz III	36°32' N	06°17'W	RLR	1961-99	40
Tarifa	36°00' N	05°36'W	RLR	1943-98	55
Algeciras	36°07' N	05°26'W	RLR	1991-98	8
Gibraltar	36°08' N	05°21'W	RLR	1961-82, 86-90, 93-96	30
Málaga	36°43' N	04°25'W	RLR	1944-52, 62-71, 73-98	45
Málaga II	36°43' N	04°25'W	RLR	1992-99	8
Almería	36°50' N	02°29'W	RLR	1977-85, 87-97	20

Tabla 7-3.

En los datos correspondientes a la costa este, en el Mediterráneo (tabla 7-4), destacan las series de Alicante, por su longitud, y, especialmente Alicante II por su continuidad. Aunque las primeras observaciones mareográficas se realizaron en Alicante mucho antes, el primer origen de

las altitudes establecido en España es el nivel medio obtenido en Alicante en la década 1880-90. Estas observaciones no están incluidas en las bases de datos del PSMSL. Por otra parte, todas estas estaciones están dentro de la base RLR, por lo que a pesar de las interrupciones no se producen saltos en el datum dentro de un mismo año.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Cartagena	37°36' N	00°58'W	RLR	1977-81, 83-87	10
Alicante I	38°20' N	00°29'W	RLR	1952-62, 64-69, 78-96	26
Alicante II	38°20' N	00°29'W	RLR	1960-97	38
Valencia	39°28' N	00°20'W	RLR	1992-93, 95-99	17
Barcelona	41°21' N	02°10' E	RLR	1992-99	8
L'Estartit	42°03' N	03°12' E	RLR	1990-99	10

Tabla 7-4.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Palma	39°35' N	02°38' E	METRIC	1964-66	3
P. de Mallorca	39°33' N	02°38' E	METRIC	1996-98	3
Ceuta	35°54' N	05°19' W	METRIC	1944-64	21
Villa Sanjurjo	35°15' N	05°55' W	RLR	1944-49	4
Ceuta A	36°32' N	06°17' W	METRIC	1971-74	4
Ceuta B	35°54' N	05°19' W	METRIC	1975-77	3
Ceuta C	35°54' N	05°19' W	METRIC	1978-80	3
Ceuta D	35°54' N	05°19' W	RLR	1991-98	8

Tabla 7-5.

Únicamente dos estaciones situadas en las Islas Baleares figuran en la base del PSMSL que, además, pertenecen a la base METRIC (tabla 7-5). La longitud del intervalo en que fueron obtenidas las observaciones es, en ambos casos, de 3 años. Son recientes sólo las observaciones de una de las estaciones. En esta misma tabla hemos representado las estaciones situadas en Ceuta y Villa Sanjurjo, un total de 6, que forman además, parte de la red GLOSS. Destaca por

su longitud, sin presentar interrupciones, la estación denominada Ceuta, si bien sus datos no corresponden a épocas recientes.

Estación	Coordenadas		Base	Periodo de observación	Longitud
Arrecife	28°57' N	13°33'W	METRIC	1949-51	3
Arrecife A	28°57' N	13°34'W	METRIC	1959-73	24
Arrecife B	28°57' N	13°34'W	METRIC	1973-76, 80-85	10
Arrecife D	28°57' N	13°34'W	RLR	1998	1
Sta. C. de la Palma	28°41' N	17°45'W	RLR	1949-60	12
Santa Cruz A	28°41' N	17°33'W	METRIC	1949-59	11
Santa Cruz B	28°41' N	17°33'W	METRIC	1959-81	23
Santa Cruz D	28°41' N	17°33'W	METRIC	1989-90	2
Sta. C. de la Palma B	28°41' N	17°33'W	RLR	1996-98	3
Sta. C. de Tenerife I	28°29' N	16°14'W	RLR	1927-35, 41-55, 58-90	66
Sta. C. de Tenerife II	28°29' N	16°14'W	METRIC	1926-36, 40-46	18
Tenerife	28°29' N	16°14'W	RLR	1992-99	8
Las Palmas, Pto. Luz	28°10' N	15°25'W	RLR	1949-51	3
Las Palmas B	28°06' N	15°24'W	METRIC	1971-82	13
Las Palmas C (Pto Luz)	28°08' N	15°25'W	RLR	1991-98	8
Las Palmas D	28°09' N	15°24'W	RLR	1992-99	8

Tabla 7-6.

En las Islas Canarias, son 16 las estaciones incluidas en la base de datos del PSMSL (tabla 7-6). Están emplazadas en las islas de Lanzarote (Arrecife), La Palma (Santa Cruz de la Palma), Tenerife (Santa Cruz de Tenerife) y Gran Canaria (Las Palmas, Puerto de la Luz, incluida en la red GLOSS). La proporción entre estaciones METRIC-RLR es mucho mayor que en las otras zonas. Aunque en cada una de las localidades fueron instaladas varias estaciones, apenas existen observaciones simultáneas, lo que dificulta su enlace. Respecto a las estaciones de La Palma, hemos detectado que las coordenadas de las cuatro últimas estaciones eran erróneas, ya que su longitud geográfica corresponde a un punto exterior a la isla. Esta información ha sido comunicada al PSMSL, que ha confirmado el error detectado y procederá a actualizar

dichas coordenadas en la próxima corrección de la base de datos (P. Woodworth, comunicación personal).

Gran parte de las observaciones realizadas en las Islas Canarias corresponden a la primera mitad del siglo XX. Destaca la estación denominada Santa Cruz de Tenerife I, instalada en 1926, en la que se ha registrado un total de 66 años de observaciones. Esta es la serie española de mayor longitud presente en la base de datos del PSMSL, si bien se vio interrumpida en sucesivas ocasiones, una de ellas coincidiendo con la Guerra Civil.

La información contenida en los ficheros de documentación de las distintas estaciones, en la mayor parte de los casos, corresponde al enlace del cero del instrumento respecto a un clavo de nivelación. Pero también contiene cambios de datum, cambios de la posición de la estación, revisión de los valores medios a partir de nueva información u otras singularidades que hay que tener en cuenta. A continuación se transcribe la información más importante

- Las estaciones que están enlazadas con clavos de nivelación son todas, excepto las de Santander III, Gijón, Viana B, Farobara, Vilareal, Cádiz I, Palma y Palma de Mallorca, Ceuta A, B, C y D, Arrecife, Arrecife A y B, Santa Cruz A, B, y D, Santa Cruz de Tenerife II y Las Palmas C y D.
- No se puede asegurar que las observaciones de 1959 de Pasajes sean correctas.
- En la Estación de La Coruña I hay un desplazamiento aparente del datum en 1992-96, por lo que no se han incluido en la base RLR observaciones posteriores a 1988.
- Existen sospechas de la corrección de las observaciones anteriores a 1965 de Leixoes por la tendencia de los años posteriores.
- Las medias correspondientes a la estación de Lagos anteriores a 1959 están basadas en observaciones de máximos y mínimos de marea y las medias anteriores a 1962 están referidas a un clavo inestable. Por otra parte, los años 1940-41 han sido omitidos, ya que presentaban diversas irregularidades debido a un terremoto. Desde 1965 la estación se encuentra en un nuevo emplazamiento.
- En Gibraltar, existe un desplazamiento aparente del datum después de la instalación de un nuevo mareógrafo en 1993.

- La estación de Almería se ha emplazado en dos posiciones distintas: de 1997 a enero de 1985 en la Playa de San Miguel, y de marzo de 1985 a 1991 en el Puerto pesquero.
- En Málaga se instaló un nuevo mareógrafo en 1962. El datum probablemente varió entre enero de 1973 y mayo de 1979 en torno a 5 cm.
- En la estación Alicante I hay un aparente cambio de datum.
- La estación Las Palmas C (Puerto de la Luz) fue trasladada en 1990 a un nuevo emplazamiento situado en el muelle de Sta. Sofía, utilizándose un nuevo equipo.
- En la estación de Santa Cruz de Tenerife I existen valores mensuales anómalos en la década de los años 50 así como en los últimos años de la década de los 80 del siglo XX.

La siguiente cuestión que se plantea es si las estaciones situadas en la Península Ibérica o en las Islas y costa norteafricana española son adecuadas para la realización de estudios regionales del nivel medio. Si se tiene en cuenta su longitud, que tan sólo en trece casos de 64 supera los 30 años de longitud, en cuatro casos los 55 años y en tres los 60, con interrupciones, existe un número muy reducido de estaciones adecuadas, según los criterios de diversos autores, que ya se citaron anteriormente (Pirazzoli [213, 214], Tushingham y Peltier [298], Douglas [69, 72], Tsimplis y Spencer [296]). Esto ocasiona que una región con una amplia costa esté representada por un número reducido de observaciones del PSMSL adecuadas para la realización de estudios sobre el nivel medio.

Por otra parte, la existencia de largos periodos en las medias mensuales ha sido contrastada con un análisis de Fourier. La determinación del espectro de potencias no ha sido siempre posible, ya que está limitada por la longitud y continuidad de las series de observación. No obstante, se han elegido estaciones en las distintas áreas y se ha comprobado la existencia de una componente de periodo ligeramente inferior al año. Este hecho se puede observar en la figura 7-1, donde se han representado los espectros de Fourier de las Estaciones de Cascais, La Coruña, Tenerife y Málaga. Así mismo, se puede observar una componente semianual, mientras que las componentes de periodo superior no han podido ser detectadas por la longitud y continuidad de las series disponibles. Esto ocasiona que las medias anuales presenten una gran variabilidad temporal.

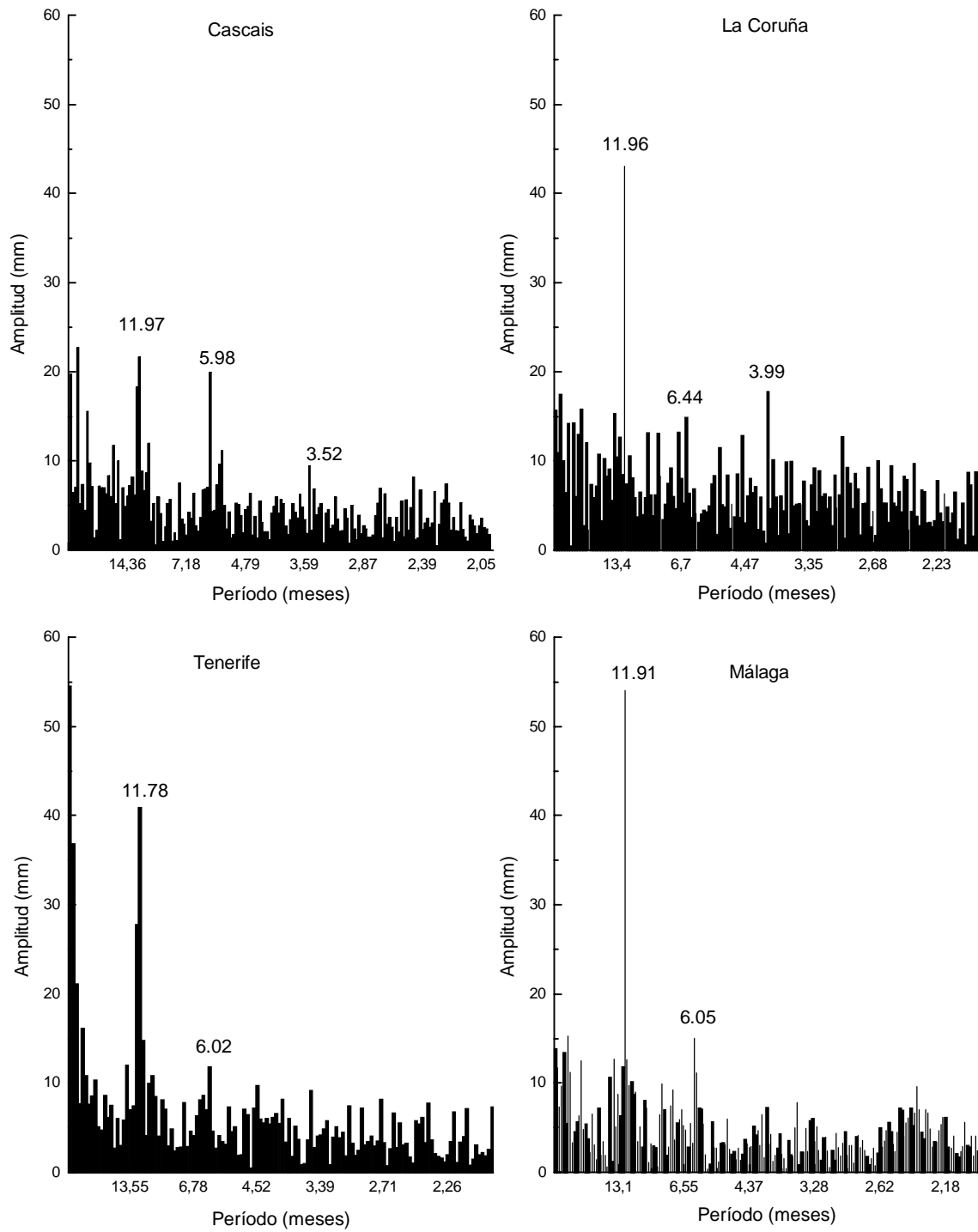


Figura 7-1: Espectro de Fourier de los valores medios mensuales de la estaciones de Cascais, La Coruña, Tenerife y Málaga.

7.3 Tendencia del nivel medio

La determinación de una tendencia del nivel medio regional o global es un tema de gran interés por sus múltiples aplicaciones. Sin embargo, generalmente cuando se determina ésta se hace de forma lineal, aunque el estudio de las variaciones desde tiempos remotos indica que realmente no es así. Esto es debido a que la tendencia se suele determinar a partir de registros mareográficos, más precisos que los indicadores geológicos, por lo que sólo es posible analizar observaciones desde del siglo XVIII. Y en este corto intervalo de tiempo sí que se puede considerar que la tendencia sea lineal. Sin embargo, queremos señalar que el “valor de la tendencia” que se determina puede contener gran cantidad de fenómenos de largo periodo, cuyo efecto también puede ser considerado lineal y que no ha sido separado de la tendencia general. No obstante, determinar una tendencia lineal puede resultar muy interesante como primera aproximación a la tendencia en zonas específicas, y es el siguiente paso de este estudio. Por lo tanto, el estudio presentado a continuación consta de dos partes bien diferenciadas: primero se determina la tendencia lineal de las medias mensuales y una segunda parte consistente en el filtrado de periodos existentes en dichos datos antes de determinar la tendencia, dentro de lo posible.

7.3.1 Tendencia lineal de las medias mensuales

Observamos que las medias mensuales presentan una gran variabilidad temporal, como se puede apreciar en la representación gráfica de las observaciones del PSMSL de la costa norte española (figura 7-2), costas portuguesas (figura 7-3), costa sur de la península (figura 7-4), costa este (figura 7-5), Baleares y costa norteafricana española (figura 7-6) y Canarias (figura 7-7). Las causas de estas variaciones se pueden deducir de sus periodos, siendo principalmente consecuencia de mareas de periodo superior que no han sido eliminadas con la media, de fenómenos atmosféricos y de otros efectos de largo periodo, como marea del polo oceánica y atmosférica o variaciones de la forma de la cuenca y de la cantidad de agua del océano.

En la mayor parte de las estaciones incluidas en las figuras anteriores es posible apreciar el efecto de las variaciones anuales del nivel medio, cuya existencia ya fue mostrada en el apartado anterior. Las principales causas de estas componentes son fenómenos atmosféricos y de mareas, como ya hemos indicado, por lo que se puede llevar a cabo una eliminación parcial

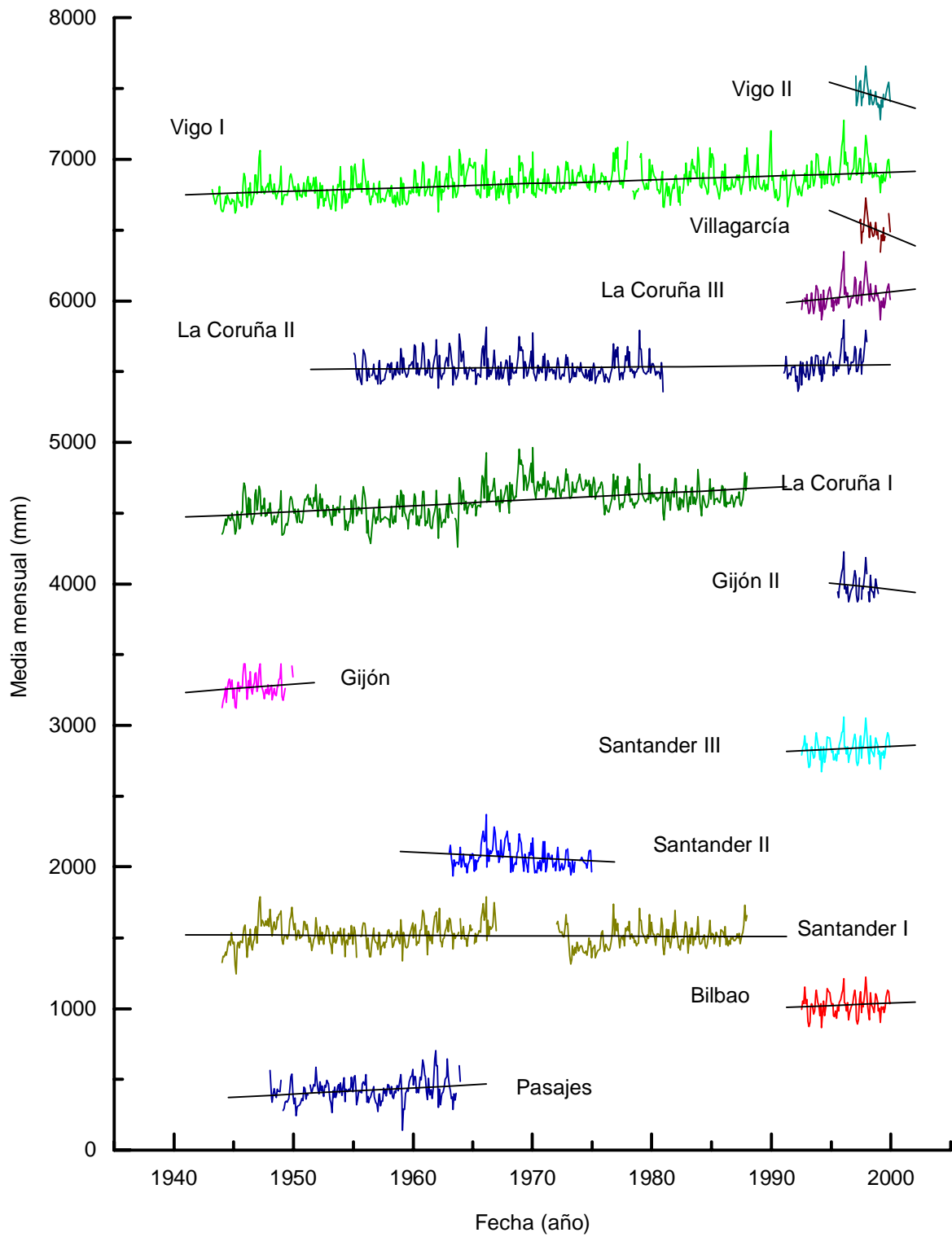


Figura 7-2: Estaciones de la costa norte española.

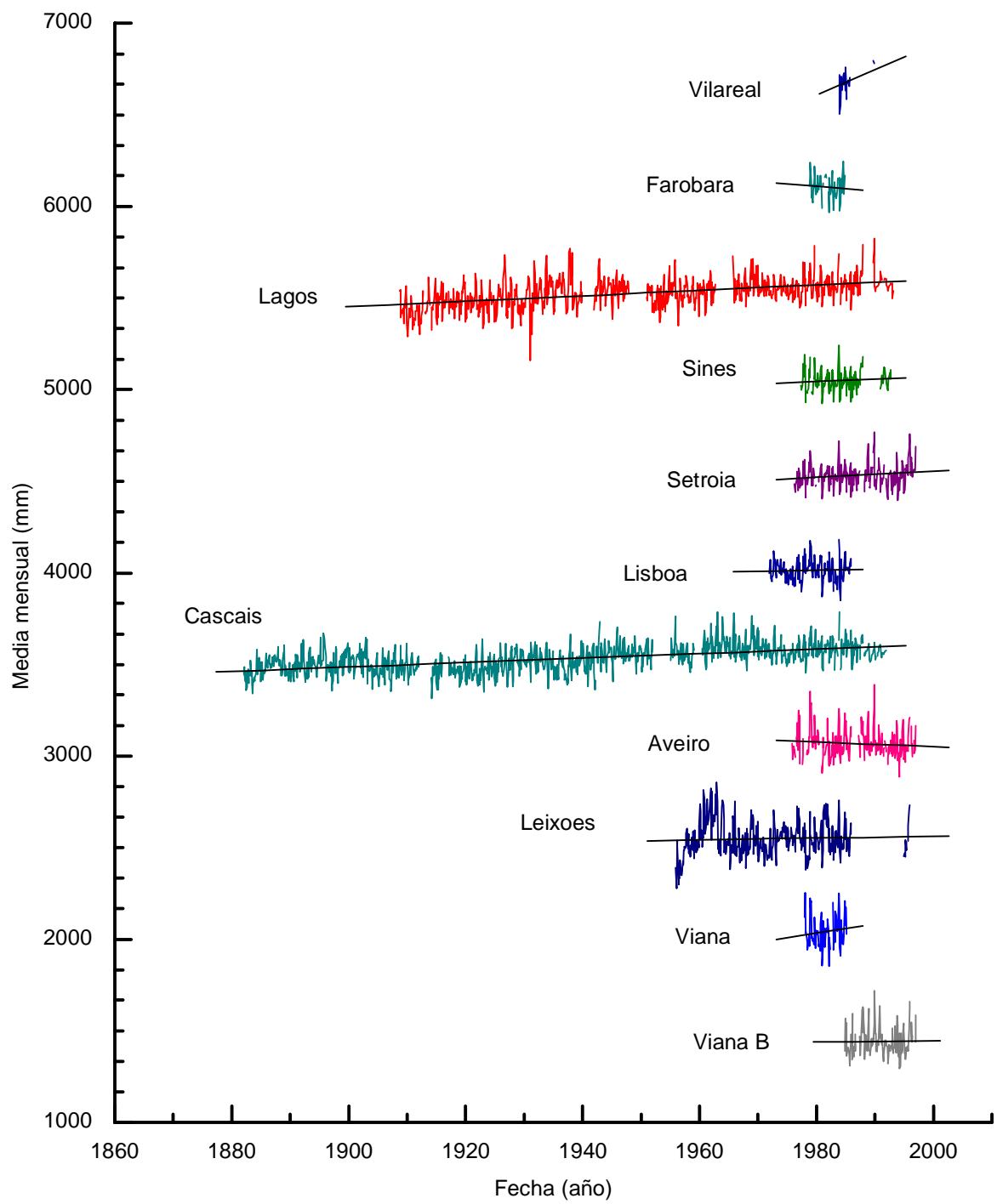


Figura 7-3: Estaciones portuguesas.

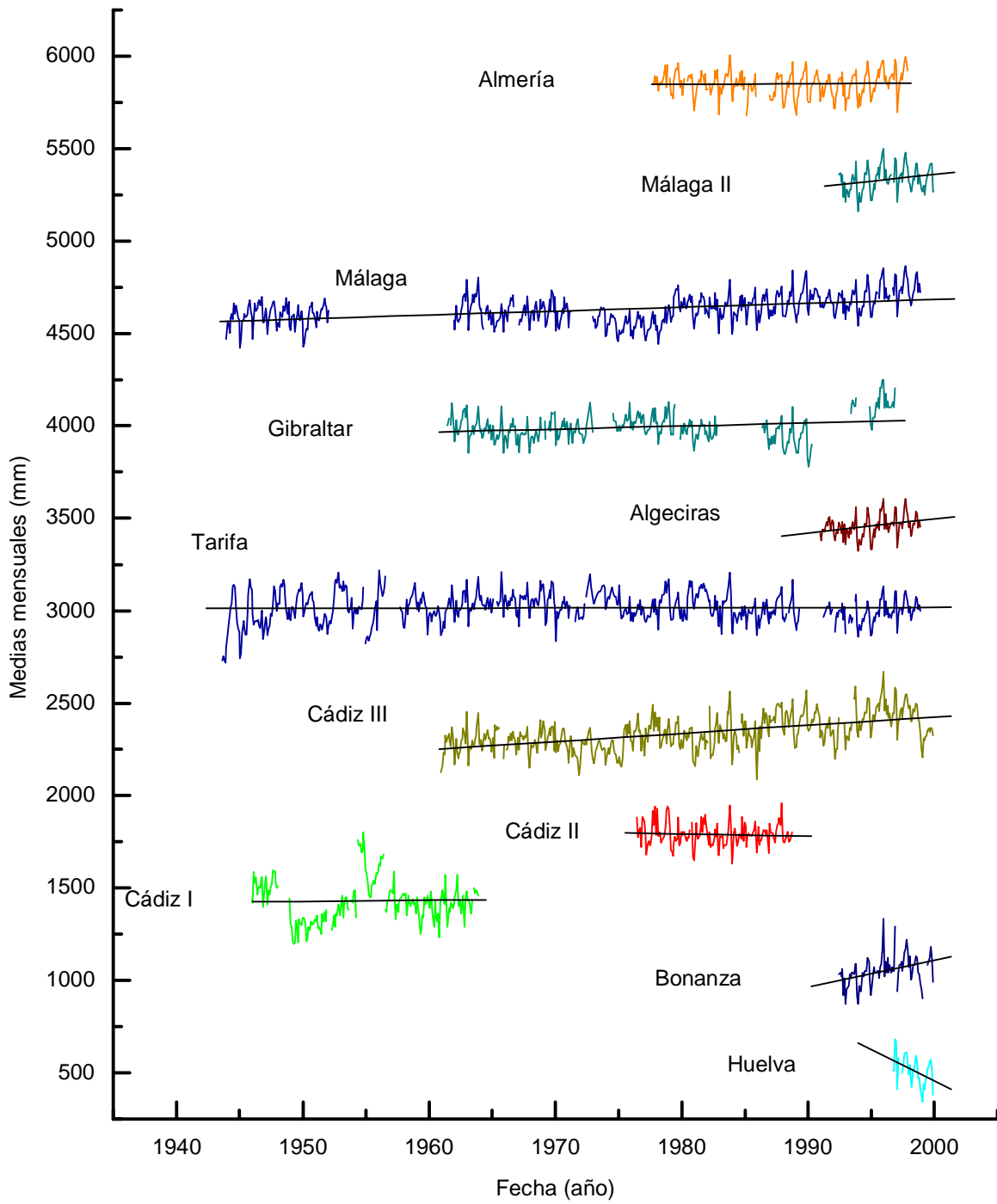


Figura 7-4: Estaciones de la costa sur española y de Gibraltar.

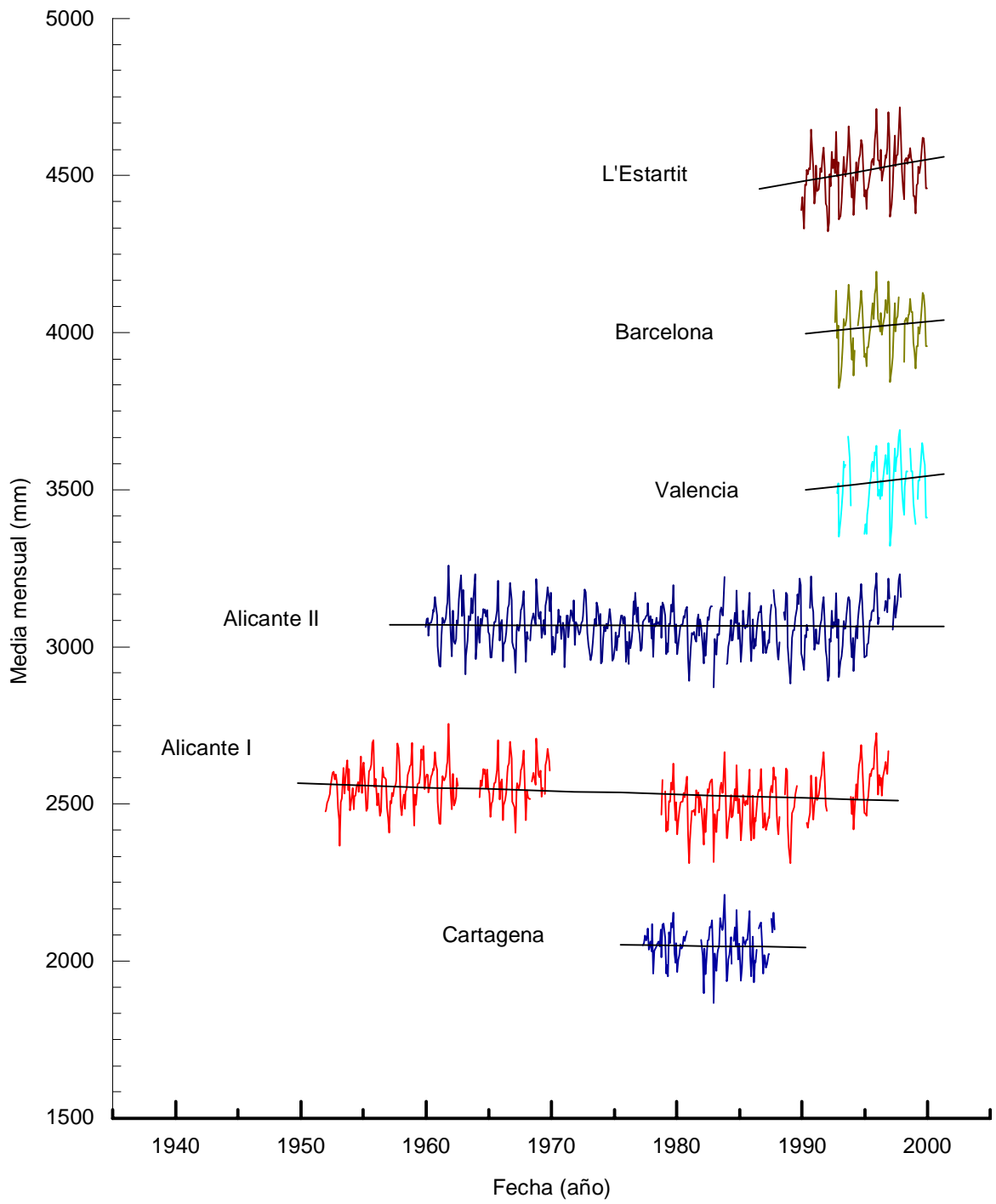


Figura 7-5: Estaciones de la costa este española.

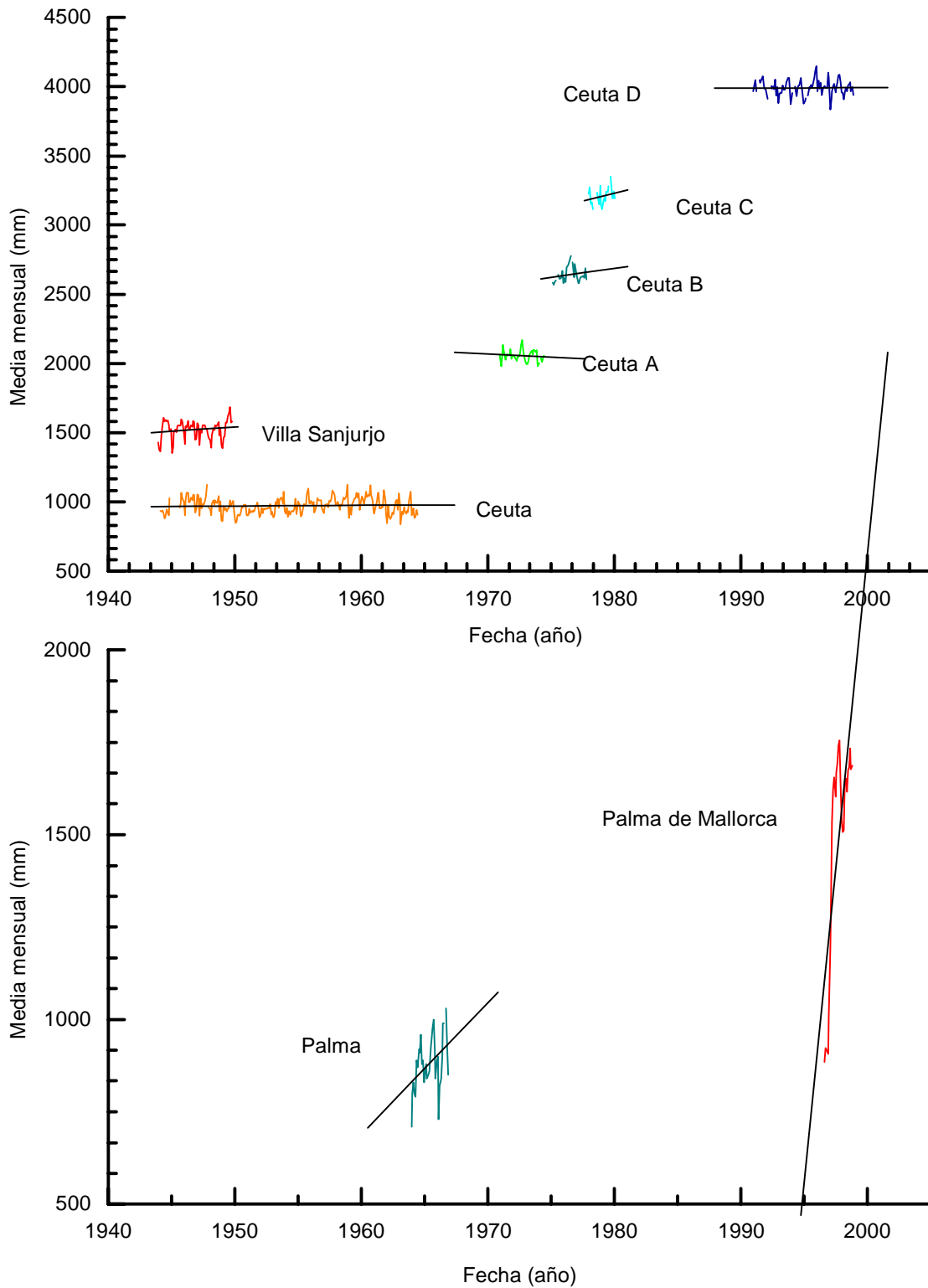


Figura 7-6: Estaciones de Baleares y costa norte africana española.

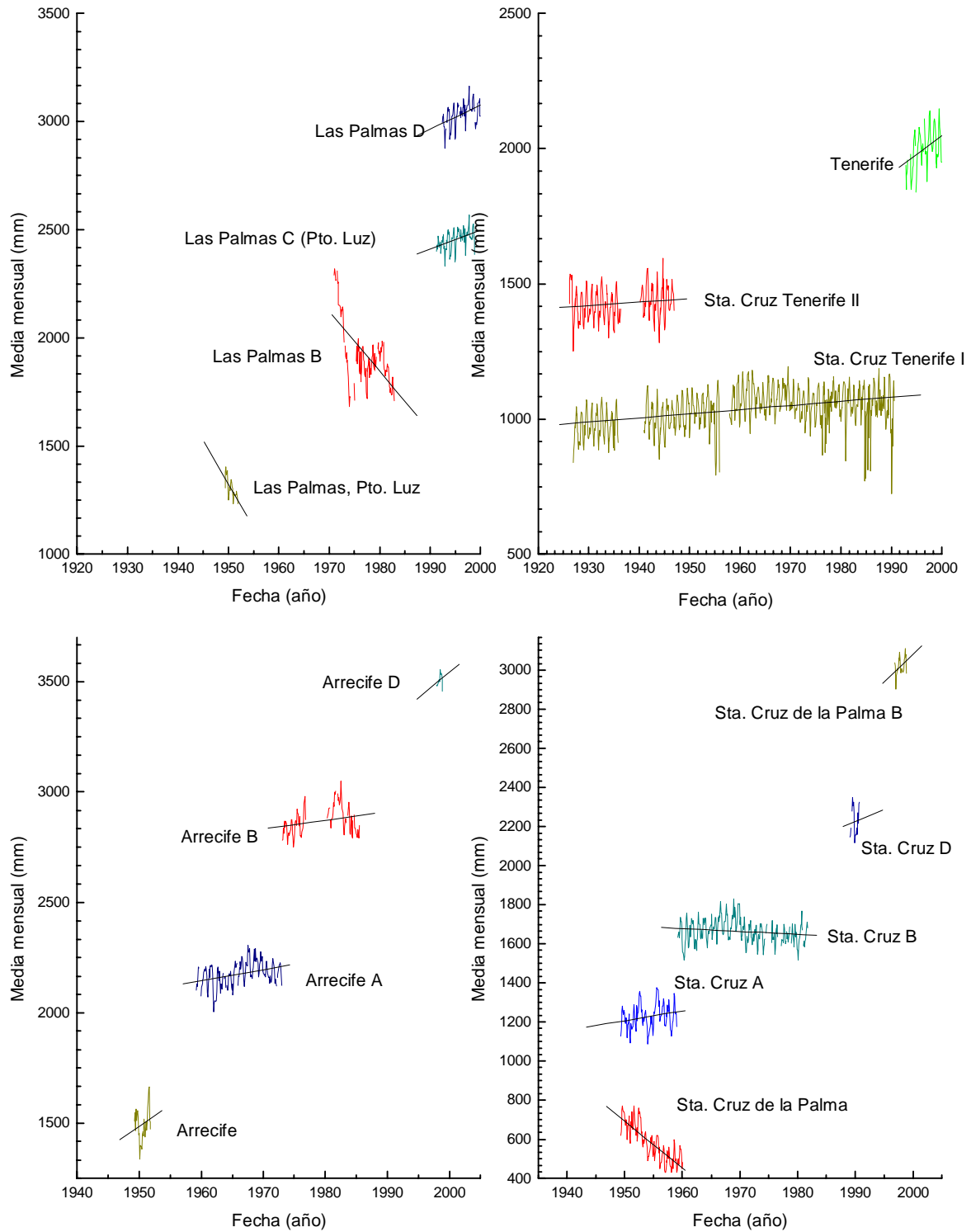


Figura 7-7: Estaciones de las Islas Canarias.

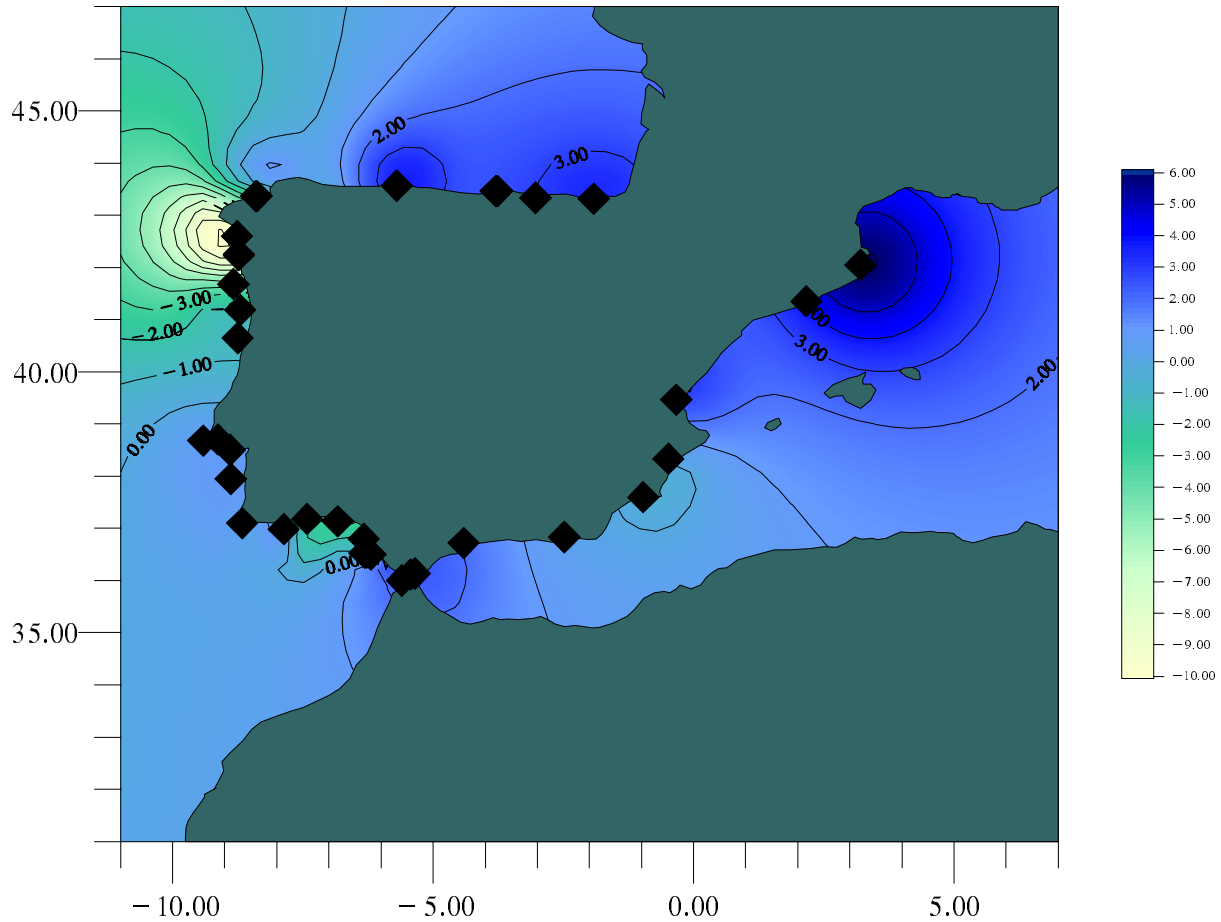


Figura 7-8: Tendencia del nivel medio en la Península Ibérica.

de estas perturbaciones combinando observaciones de presión y temperatura atmosféricas y filtros media móvil. Sin embargo, al no disponerse de observaciones simultáneas en todas las estaciones de parámetros meteorológicos, no es posible la eliminación completa del efecto de estas perturbaciones sobre la superficie del océano.

En la figura 7-8 hemos representado la tendencia regional en la Península Ibérica. Se aprecia un aumento de nivel entorno a 4 mm/año en la Costa Brava, un descenso de nivel de magnitud similar en la costa gallega y un descenso generalizado al sur de la cuenca balear. La no existencia de otros fenómenos destacables está justificada porque las tendencias reflejan, principalmente, las características particulares del intervalo y de la estación, como se pone de manifiesto con las consideraciones siguientes.

El efecto de variaciones de largo periodo, especialmente el cercano a los 20 años coincidiendo con la componente de marea de 18.6 años de retrogradación del nodo ascendente de la Luna, es apreciable en las estaciones con series de observación de mayor longitud, como Santander, Cascais, Lagos o Tenerife. Aunque teóricamente la eliminación de esta componente es posible con un filtro media móvil de 9.3 años, debido a la longitud de las series y a sus numerosas interrupciones, en este caso no es factible en la mayor parte de las estaciones y en los casos en los que es posible, reduce de tal forma la longitud de la serie al perder 9.3 años de observaciones al inicio y al final, lo que no resulta realizable en la práctica, como se mostrará en el último apartado de este capítulo.

La poca longitud de la mayoría de las observaciones limita la precisión de los resultados, presentando algunas estaciones incluso desplazamientos verticales del origen de la escala que dificultan en gran manera la determinación de una tendencia. No obstante, hemos representado en estas figuras la tendencia lineal en cada una de las estaciones, determinada como la recta de regresión de las observaciones. Los resultados del coeficiente de regresión o tendencia, en mm/año, con la desviación típica σ de la determinación, también en mm/año, se han listado en las tablas 7-7 (costa norte y este de la Península), 7-8 (costa sur y oeste de la Península) y 7-9 (Islas Baleares, costa norte africana e Islas Canarias). Como se puede observar en dichas tablas, estaciones muy cercanas presentan tendencias muy distintas (por ejemplo, Cascais y Lisboa, Cádiz I, II y III, Alicante I y II, Ceuta A, B, C y D, las múltiples estaciones de Arrecife), lo que está ocasionado por la fuerte influencia en la tendencia del periodo temporal elegido, como ya fue mostrado por Pugh [234]. Además, hemos intentado detectar una tendencia común a todas las estaciones situadas en cada una de las costas, lo que indicaría factores locales, como movimientos tectónicos o acumulación mayor de agua en determinadas áreas; sin embargo, a la vista de los resultados obtenidos, no es posible determinar una tendencia única para cada una de estas regiones. Señalamos que en algunas estaciones la desviación típica presenta grandes valores que hacen que la tendencia no pueda ser considerada significativa. Esto es debido a la gran variabilidad del nivel del mar en estos periodos y en estas estaciones. Obviamente, la tendencia determinada está influenciada por los periodos que no han sido eliminados.

Estación	Tendencia	σ	LPG	Estación	Tendencia	σ	LPG
Pasajes	4.39	1.25	4.72	Villagarcía	-34.60	19.39	
Bilbao	3.36	3.55		Vigo	2.67	0.21	2.89
Santander I	-0.23	0.28	0.04	Vigo II	-26.01	15.24	-25.74
Santander II	4.09	1.92	4.42	Viana B	0.39	2.02	0.66
Santander III	4.22	3.66	4.49	Viana	5.11	4.31	5.38
Gijón	6.31	5.43		Leixoes	0.52	0.52	0.83
Gijón II	-8.90	12.89		Aveiro	-1.20	0.86	-0.87
La Coruña I	4.37	0.33	4.50	Cascais	1.22	0.05	1.55
La Coruña II	0.72	0.31	0.85	Lisboa	0.56	1.12	0.87
La Coruña III	9.25	4.11	9.58	Setroia	1.65	0.67	1.98
				Sines	1.34	1.06	1.65

Tabla 7-7.

En la costa norte, las dos estaciones con un intervalo de observación de longitud mayor presentan un factor de regresión muy similar, en torno a cero, aunque uno es positivo y el otro negativo. Así mismo en las estaciones de Santander I, La Coruña II y Vigo I se puede observar (figura 7-2) la aparición de componentes de largo periodo en los registros. Además, se puede apreciar que las estaciones donde la mayor parte de las observaciones corresponden a intervalos donde esta componente es creciente, presentan un factor de regresión positivo (Gijón, La Coruña II, Santander II), y cuando las observaciones coinciden con intervalos donde es decreciente, la tendencia es negativa (Gijón II, Santander II).

En la costa este en la mayoría de las estaciones la tendencia es de elevación ligeramente superior al milímetro por año, lo que concuerda con la mayoría de las predicciones globales de tendencia del nivel del mar. En Vigo el factor de regresión es muy similar a la tendencia anterior. Tendencia clara de bajada la presentan Villagarcía y Vigo II, con una desviación típica mucho mayor que en los casos anteriores, lo que muestra la influencia del intervalo elegido en la tendencia, ya que ambas estaciones poseen observaciones durante el mismo intervalo, de poca longitud, coincidiendo un periodo de nivel decreciente dentro de una componente de largo periodo, siendo muy similares las medias en ambos casos (figura 7-2). En Aveiro la

tendencia coincide con la magnitud media de la zona, pero de descenso, lo que está posiblemente ocasionado por fenómenos periódicos y por la poca longitud de la serie, como se puede apreciar en la figura 7-3. Seguramente, la poca longitud del registro y la influencia de fenómenos periódicos que no han sido eliminados son, así mismo, el origen de una tendencia superior a 5 mm/año en Viana, con un valor de 4.31 mm/años de desviación típica.

Estación	Tendencia	σ	LPG	Estación	Tendencia	σ	LPG
Lagos	1.49	0.09	1.79	Cartagena	-0.64	1.81	-0.33
Farobara	-2.87	4.29		Alicante I	-1.13	0.26	-0.85
Vilareal	14.05	5.39		Alicante II	-0.10	0.30	0.18
Huelva	-34.16	12.99		Valencia	4.57	5.14	
Bonanza	14.37	3.85		Barcelona	3.87	4.07	
Cádiz I	0.59	1.56	1.00	L'Estartit	6.91	2.42	
Cádiz II	-1.05	1.44	-0.64				
Cádiz III	4.44	0.32	4.85				
Tarifa	0.09	0.20	0.51				
Algeciras	7.75	2.50	8.18				
Gibraltar	1.64	0.41	2.07				
Málaga	2.10	0.19	2.43				
Málaga II	7.44	3.29	7.87				
Almería	0.32	0.74	0.71				

Tabla 7-8.

Las tendencias obtenidas en la costa sur son muy variadas, desde -34.16 mm/año obtenidos en Huelva hasta 14.05 mm/año en Vilareal o 14.36 en Bonanza. Estas estaciones, junto con Farobara, son las que presentan mayor desviación típica en la estimación. En el caso de Bonanza la tendencia se puede deber al emplazamiento en el interior de la desembocadura del río Guadalquivir, lo que hace que el nivel del sensor esté influenciado por el volumen fluvial; en Vilareal, a la corta extensión temporal con interrupciones y no referidas, probablemente, al mismo datum (está en la base METRIC) y, en Huelva, a la corta longitud del registro, y probablemente fuertemente influenciado por un fenómeno periódico de carácter fluvial.

En la costa este, en el Mediterráneo, se pueden distinguir dos zonas respecto a la tendencia: hasta Alicante es negativa (bajada del mar) y desde Valencia es positiva (subida del mar). La razón puede estar en que las tres estaciones situadas más al norte, con tendencia positiva y mayor desviación típica, sólo disponen de datos de la década de los 90 del siglo XX, donde la influencia de fenómenos de largo periodo ocasiona que la tendencia sea positiva, al igual que ocurre en Algeciras, Bonanza o Málaga II. En estas tres últimas estaciones, con un valor de la tendencia superior al de estaciones cercanas, sólo se dispone de datos del mismo periodo.

Estación	Tendencia	σ	LPG	Estación	Tendencia	σ	LPG
Palma	35.65	13.12		Arrecife	19.18	15.52	
P. de Mallorca	341.47	56.81		Arrecife A	4.99	1.02	
Ceuta	0.46	0.64	0.89	Arrecife B	3.90	1.42	
V. Sanjurjo	5.80	4.73	6.26	Arrecife D	23.30	28.54	
Ceuta A	-4.57	6.14	-4.14	S.C. Palma	-23.98	1.51	-23.78
Ceuta B	12.80	12.52	13.26	Sta. Cruz A	4.88	2.01	5.08
Ceuta C	22.38	18.70	23.81	Sta. Cruz B	-1.48	0.56	-1.28
Ceuta D	0.38	2.58	1.81	Sta. Cruz D	12.21	32.99	12.41
				S.C. Palma B	28.14	14.49	28.34
				S.C. Tenerife I	1.52	0.14	1.74
				S.C. Tenerife II	1.23	0.63	1.45
				Tenerife	13.90	3.46	14.12
				Las Palmas	-40.45	7.57	
				Las Palmas B	-27.73	2.88	
				Las Palmas C	8.64	1.85	
				Las Palmas D	11.27	2.33	

Tabla 7-9.

Así mismo, en las tablas se ha incluido, en las estaciones de la base RLR del PSMSL, el valor de la tendencia, en mm/año, tras haber aplicado la corrección proporcionada por el modelo ICE-4G de Peltier relativa al levantamiento post-glacial [207], valor global que se lista

en la columna LPG. Se puede apreciar que la variación de nivel ocasionada por este efecto, según el modelo anterior, es en todas las estaciones de descenso de nivel del mar, del orden, siempre, de décimas de milímetro por año. Es prácticamente inapreciable, aunque en algunos casos, como Santander I, pasa de ser tendencia de descenso a tendencia de ascenso.

En las Baleares, los resultados no pueden considerarse significativos de una tendencia importante del nivel del mar, debido a la poca longitud temporal de las observaciones y a la no unicidad del datum, puesta de manifiesto en su representación gráfica y en los valores obtenidos de la desviación típica. Por otra parte, aunque los resultados obtenidos en las distintas estaciones de Ceuta puedan parecer contradictorios, no lo son, ya que no existe solapamiento temporal entre las distintas estaciones y lo que manifiestan no es más que la tendencia lineal que aproxima a un fenómeno de largo periodo, tal como aparece en estaciones con longitud mucho mayor, como Cascais, Lagos o Tarifa.

En las Islas Canarias, debido a las peculiaridades de cada isla, consideraremos la tendencia obtenida en cada una de ellas. En Lanzarote, las estaciones están situadas en Arrecife, en su costa este. Los valores de la tendencia en las dos estaciones de mayor longitud giran en torno a 4 mm/año, mientras que son mucho mayores en las otras dos estaciones, que también tienen una mayor desviación típica. La causa de esta disparidad reside en la poca longitud de las observaciones en las dos últimas. De La Palma, destacamos la estación Santa Cruz B, de la base METRIC. De ella se dispone de observaciones de mayor extensión temporal y, además, estaba operativa durante la erupción del Teneguía, en 1973, extendiéndose la colada hacia la vertiente sur de la isla. En la serie parece apreciarse un descenso previo. No obstante, hay interrupciones entre 1974 y 1975, por lo que no se puede afirmar que hubo movimientos verticales, ya que además, puede que no toda la serie esté referida al mismo datum. Por otra parte, las dos estaciones Santa Cruz de La Palma y Santa Cruz A, que poseen observaciones simultáneas, presentan tendencias de signo contrario, hecho que no ha podido ser interpretado sin conocer las condiciones posteriores de reducción de las observaciones. Los valores mayores de la tendencia que presentan las estaciones de Santa Cruz D y Santa Cruz de La Palma B se deben a la influencia de un fenómeno de largo periodo en observaciones menores que un cuarto del periodo, lo que se pone de manifiesto en las desviaciones típicas obtenidas. En Tenerife, una de las estaciones, Santa Cruz de Tenerife I, posee la serie de mayor longitud obtenida en

estaciones españolas. En esta serie la tendencia es de 1.52 mm/año, muy similar a la Santa Cruz de Tenerife II o la de estaciones de la costa oeste peninsular. Sin embargo, en la otra estación situada en esta isla, la tendencia es muy superior, como consecuencia de la poca longitud de las observaciones, presentado asimismo, una mayor desviación típica que las dos anteriores. En Gran Canaria, los resultados obtenidos son muy dispares. Una de las estaciones, Las Palmas B, que pertenece a la base METRIC, presenta un cambio de datum, lo que influye notablemente en la tendencia obtenida de -27.73 mm/año. El valor inferior a -40 mm/año obtenido en Las Palmas, Puerto de la Luz, se debe a la poca longitud del registro (3 años). Por otra parte, las otras dos estaciones presentan valores mucho más similares, y parecidos también a los de Tenerife, medias mensuales que corresponden todas al mismo periodo y series de la misma longitud.

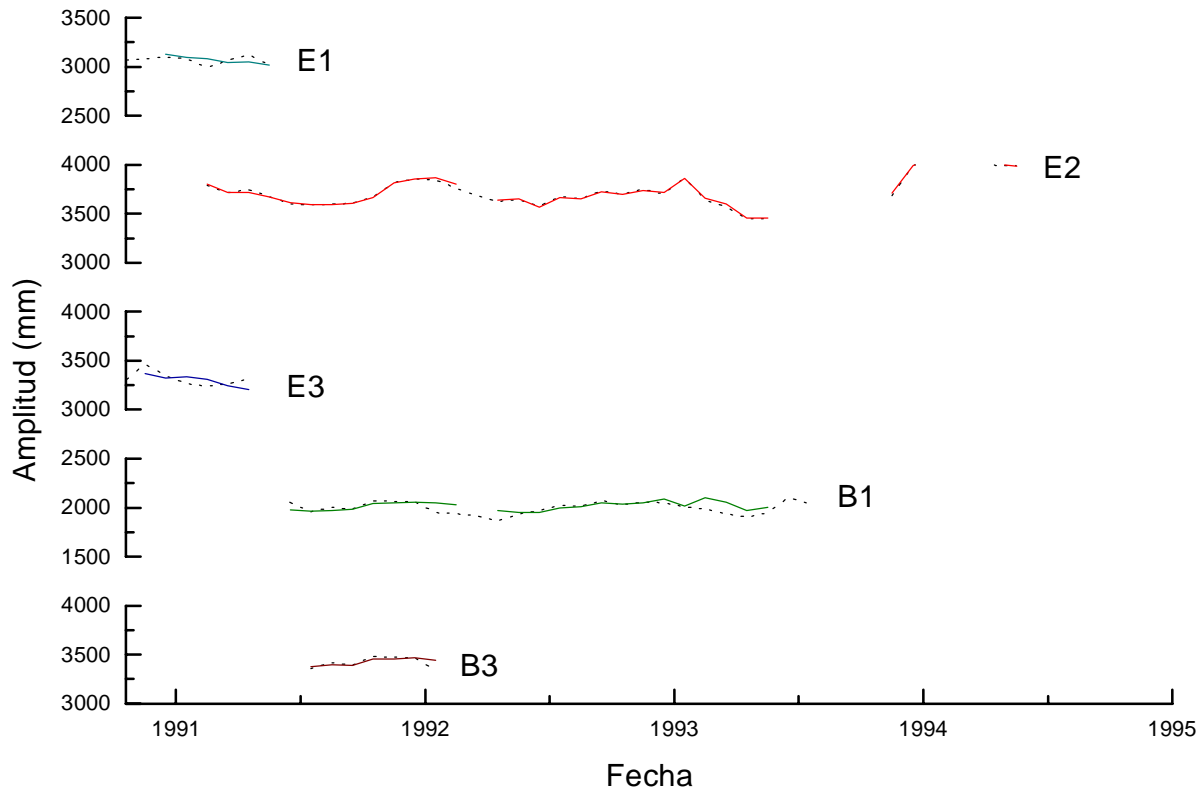


Figura 7-9: Medias mensuales obtenidas en las estaciones del Puerto del Musel.

En resumen, los datos recopilados por el PSMSL referentes a la Península Ibérica o a

estaciones españolas no son válidos para el estudio preciso de variaciones temporales del nivel medio en una escala espacial regional, debido principalmente a la poca extensión temporal de la mayoría de los registros, a sus numerosas interrupciones y a la no utilización por parte del PSMSL de observaciones de otros parámetros que permitan corregir fenómenos conocidos. Además, la determinación de la tendencia lineal en estas estaciones, pone de manifiesto la influencia del periodo considerado en la tendencia obtenida.

Por otra parte, creemos interesante el estudio del nivel medio en Gijón a partir de medias mensuales. Para ello, disponemos tanto de las observaciones del PSMSL como de las lecturas obtenidas en las cinco estaciones del Puerto del Musel. En estas últimas, para la obtención de las medias mensuales, disponemos de dos conjuntos de datos. Por una parte, partimos de las observaciones horarias tras haber eliminado altas frecuencias y corregido de errores groseros e interpolado interrupciones. Y, además, podemos también determinar las medias mensuales a partir del nivel medio obtenido mediante la eliminación de los efectos perturbadores. Los dos conjuntos de datos se comparan en la figura 7-9, donde el primero se representa con una línea discontinua. Se puede apreciar, en general, que el proceso de eliminación de los efectos perturbadores suaviza los niveles medios mensuales obtenidos, mostrando los resultados una tendencia de forma más constante, si bien tiene el inconveniente de que si no existen observaciones de parámetros adicionales se presenta una interrupción. Las diferencias que presentan ambas curvas superan los 10 centímetros durante este periodo de observación. Consecuentemente, se muestra así la necesidad de la eliminación de la señal mareográfica, dentro de lo posible, del mayor número de fenómenos antes de obtener las medias mensuales.

Finalmente, en la figura 7-10 se han representado las medias mensuales obtenidas en las distintas estaciones de Gijón. Señalamos que en esta figura, en las estaciones del Puerto del Musel, se han representado las medias mensuales del nivel medio. Los resultados de las series de menos longitud (E1, E3 y B3) no pueden ser tenidos en cuenta, ya que no resultan significativos, al representar observaciones muy parciales. Sin embargo, se puede observar que la tendencia es muy similar en el resto de las estaciones, a pesar de la separación de más de 50 años, entre las observaciones de la estación histórica y las actuales.

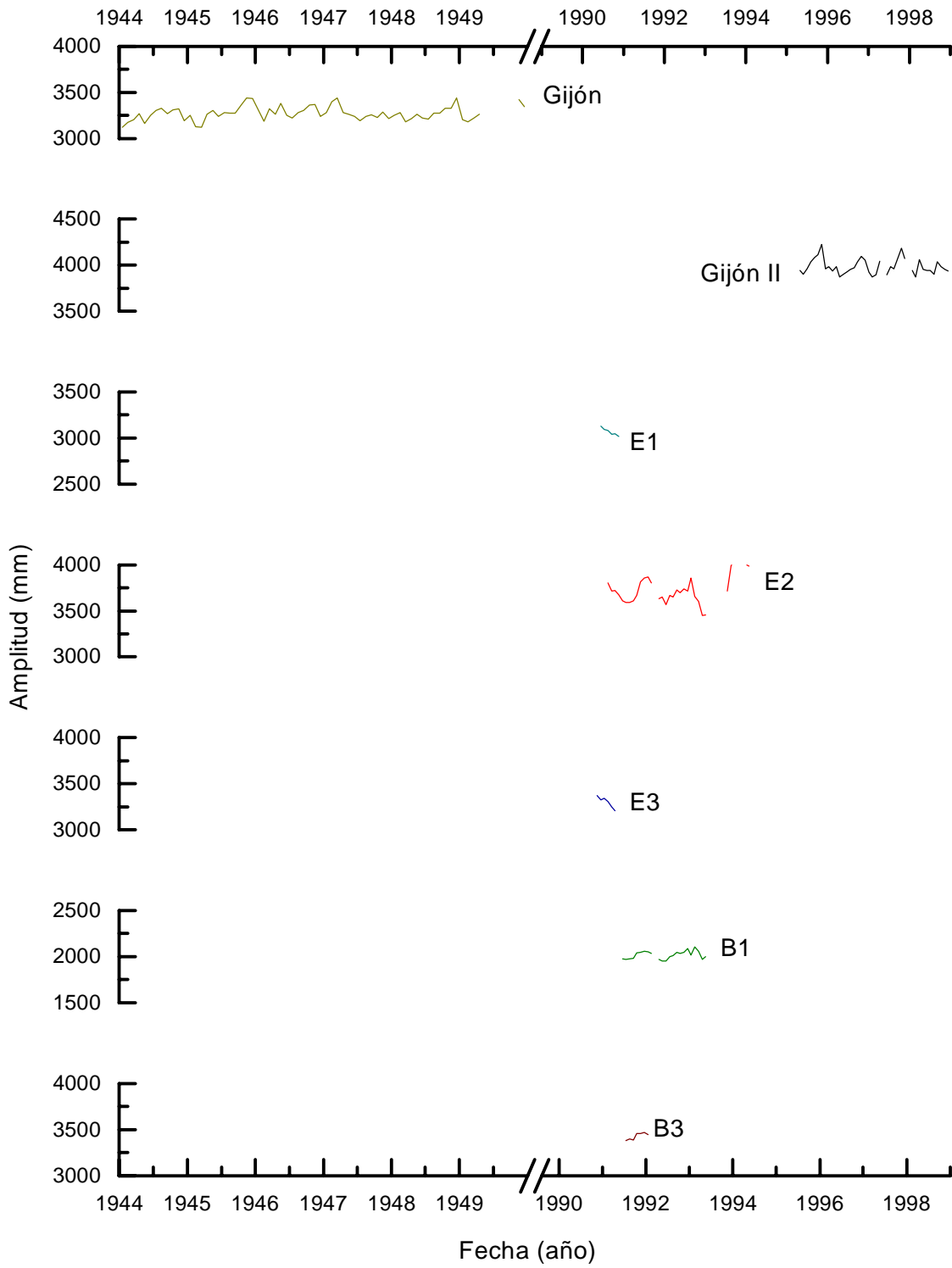


Figura 7-10: Medias mensuales observadas en las distintas estaciones de Gijón.

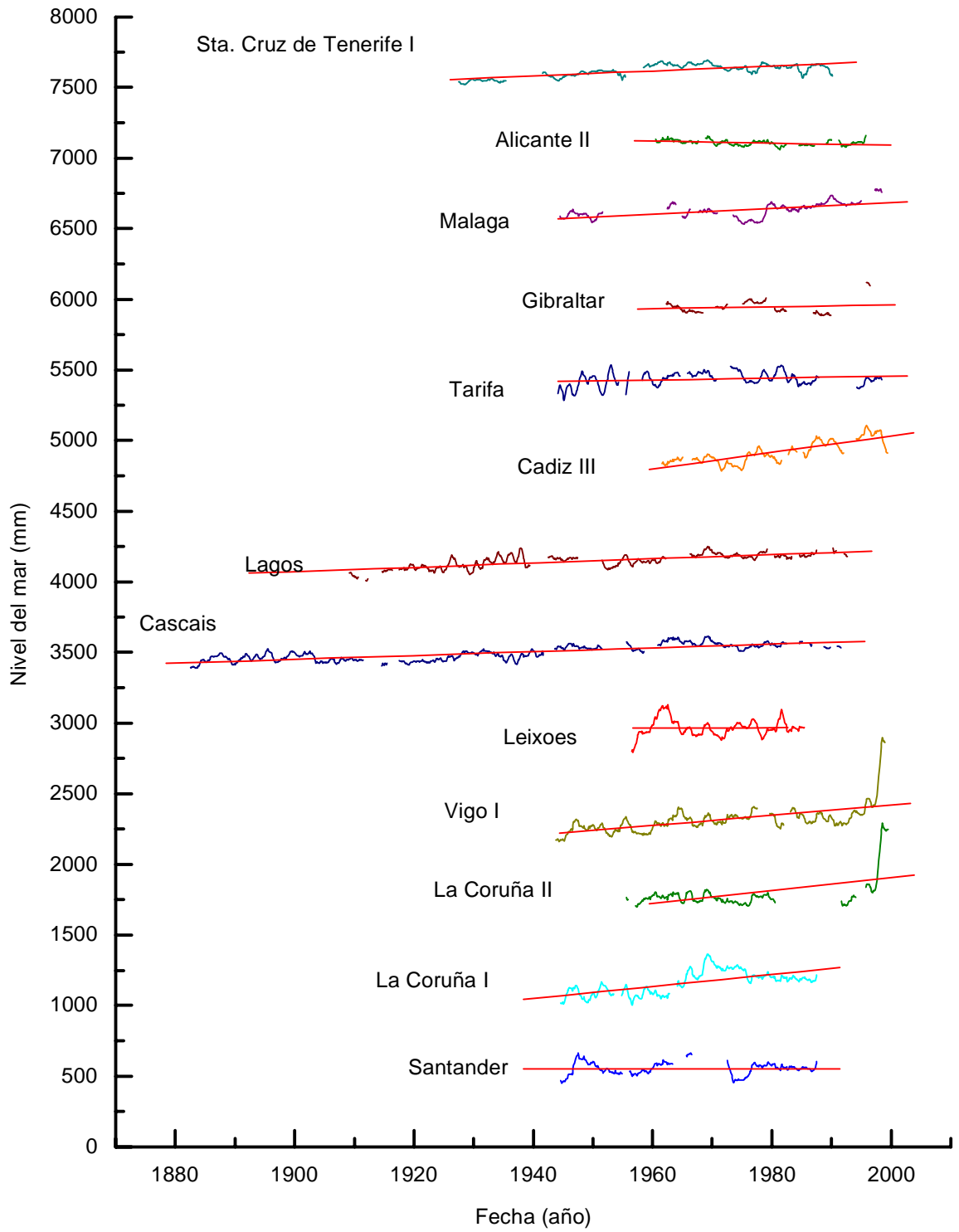


Figura 7-11: Valores medios mensuales tras la aplicación de un filtro media móvil de longitud 1 año.

7.3.2 Tendencia de los datos filtrados

Como ya se mostró en este capítulo, en las medias mensuales aparecen componentes de largo periodo, por lo que los resultados de la tendencia lineal están influenciados por estas componentes. Por una parte, se han detectado periodos cercanos a 1 año y a medio año, si bien el primero es de mayor amplitud. Esto es debido a que ambos son consecuencia de fenómenos de mareas, manifestados como las componentes S_a y S_{sa} . Pero existen además perturbaciones meteorológicas, principalmente los ciclos estacional e hidrológico, con periodo muy similar. A éstas se unen perturbaciones en frecuencias próximas, como la marea del polo. La eliminación de estos fenómenos, de origen diverso, es posible siguiendo un procedimiento similar al desarrollado en etapas anteriores: determinación de constantes armónicas para la eliminación de componentes de mareas y estudio del efecto de variaciones meteorológicas y climáticas. La determinación de amplitud y desfase se podría hacer mediante análisis armónico, pero para la eliminación de las perturbaciones atmosféricas sería necesario disponer de parámetros no disponibles (observaciones de presión, viento,...). Estas determinaciones son complicadas por la transformación de los fenómenos en ondas artificiales al obtener las medias mensuales, por lo que en la práctica no es factible una eliminación precisa. Como alternativa, su apodización se puede llevar a cabo con un filtro media móvil.

Adicionalmente, se detecta un periodo cercano a los 20 años coincidiendo con la componente de marea de 18.6 años de retrogradación del nodo ascendente de la Luna; es apreciable en las estaciones con series de observación de mayor longitud, como Santander, Cascais, Lagos o Tenerife. Coincide con la componente nodal y su eliminación sería posible con la determinación de su amplitud y desfase. Sin embargo, como hemos indicado, esto no es factible por las características de las observaciones. De nuevo, como alternativa es posible su eliminación con un filtro media móvil.

Resumiendo, como las componentes de largo periodo que tienen mayor amplitud son las componentes anuales (ya mostrado en el espectro de Fourier, con origen tanto de mareas, como meteorológico y térmico) y de 18.6 años, hemos filtrado dichas frecuencias mediante un filtro media móvil de longitud 1 año y 18.6 años. El principal problema de este procedimiento es la disminución de la longitud de la serie de observación, al necesitarse al inicio y al final de cada interrupción una cantidad de datos igual a la mitad de la longitud del filtro de los que, además,

no se obtienen valores filtrados.

Los resultado del filtrado media móvil de longitud un año en la estaciones de mayor longitud de registro se muestran en la figura 7-11. Se puede apreciar que los valores medios mensuales han sido suavizados con este filtrado. Además, se pueden detectar zonas donde en un determinado periodo de tiempo se produce una tendencia particular que antes no había sido detectada, como en las estaciones de La Coruña II y Vigo en el periodo 1990-1999. Así mismo, se puede apreciar que estaciones cercanas presentan una variabilidad muy similar, lo que hace pensar que se han eliminado fenómenos muy locales de las medias mensuales con este proceso. En esta figura también se ha representado la tendencia lineal de los valores filtrados para las estaciones consideradas. Se puede apreciar que, generalmente, en las estaciones que presentaban valores elevados de desviación típica, estos valores disminuyen considerablemente al efectuar las medias móviles. Por ejemplo, en Gijón II pasa de 12.89 a 2.99 mm/año y en Santander III, de 3.66 a 1.56 mm/año. Por otra parte, destacamos que la tendencia también varía significativamente; en las dos estaciones anteriores para de ser -8.9 y 4.22 a valer -1.69 y 3.96 mm/año. Los valores del coeficiente de regresión y desviación típica, junto con los de la tendencia de las medias mensuales para las estaciones de mayor longitud se han representado en la tabla 7-10. En esta tabla, se puede observar que los valores de las medias móviles de 1 año son mucho más parecidos a los de las estaciones cercanas, como en el caso de Tarifa. Por otra parte, se han tabulado también las tendencias, en mm/año, determinadas mediante medias móviles de longitud 18.6 años (figura 7-12).

De los resultados anteriores resaltamos que en una buena parte de las estaciones no ha sido posible aplicar este filtro debido a la limitación impuesta por la longitud de las observaciones. Donde fue posible su aplicación, el coeficiente de regresión de la tendencia es prácticamente nulo, lo que indica estabilidad temporal del nivel medio del océano. No obstante, este filtro no parece muy adecuado ya que su aplicación no es viable al no considerar la mayor parte de las estaciones. La representación espacial de estas últimas tendencias se presenta en la figura 7-13. Destaca la diferencia entre Cascais y Lagos, a pesar de la gran longitud de las series de observación. Está debida a que el proceso de filtrado del nivel medio ha eliminado, en Lagos, gran cantidad de observaciones por las interrupciones presentes, permaneciendo menos de 10 años de observaciones. Consecuentemente, la tendencia global dominante está determinada

por el intervalo útil de la serie total de observación. Por otra parte, en la figura 7-12 se puede observar la existencia de tres intervalos claramente diferenciados en los valores filtrados obtenidos en Cascais, existiendo incluso la posibilidad de un salto (figura 7-3). El valor obtenido para la tendencia en esta estación es también circunstancial. Por otra parte, las variaciones observadas en la Península Ibérica, ignorando las estaciones anteriores, son bastante regulares, a pesar de la influencia del intervalo de observación y de la longitud del filtro en los resultados. No obstante, no es posible, a la vista de este gráfico y teniendo en cuenta la extensión temporal de las observaciones, la inferencia de una tendencia única para toda la zona ni detectar movimientos de la corteza globales sobre la región. Es necesario, con esta finalidad, disponer de series de mayor longitud o de observaciones de diversos parámetros para un estudio y eliminación del efecto de los mismos sobre los valores medios mensuales.

Estación	Medias mensuales	Media móvil 1 año	Media móvil 18.6 año
Santander I	-0.23 ± 0.28	0.02 ± 0.16	
La Coruña I	4.37 ± 0.33	4.25 ± 0.20	0.16 ± 0.04
La Coruña II	0.72 ± 0.31	4.54 ± 0.40	0.55 ± 0.90
Vigo I	2.67 ± 0.21	3.65 ± 0.19	0.13 ± 0.03
Leixoes	0.52 ± 0.52	0.05 ± 0.34	-0.05 ± 0.06
Cascais	1.22 ± 0.05	1.35 ± 0.03	1.15 ± 0.34
Lagos	1.49 ± 0.09	1.51 ± 0.05	-0.51 ± 0.22
Cádiz II	-1.05 ± 1.44	5.80 ± 0.21	
Tarifa	0.09 ± 0.20	0.69 ± 0.16	
Gibraltar	1.64 ± 0.41	0.71 ± 0.33	
Málaga	2.10 ± 0.19	2.09 ± 0.13	0.04 ± 0.06
Alicante II	-0.10 ± 0.30	-0.70 ± 0.09	
Tenerife	1.52 ± 0.14	1.77 ± 0.06	0.01 ± 0.03

Tabla 7-10.

A la vista de los resultados obtenidos, podemos concluir que las observaciones disponibles para el estudio del nivel medio en la Península, a partir de medias mensuales no muestran ningun-

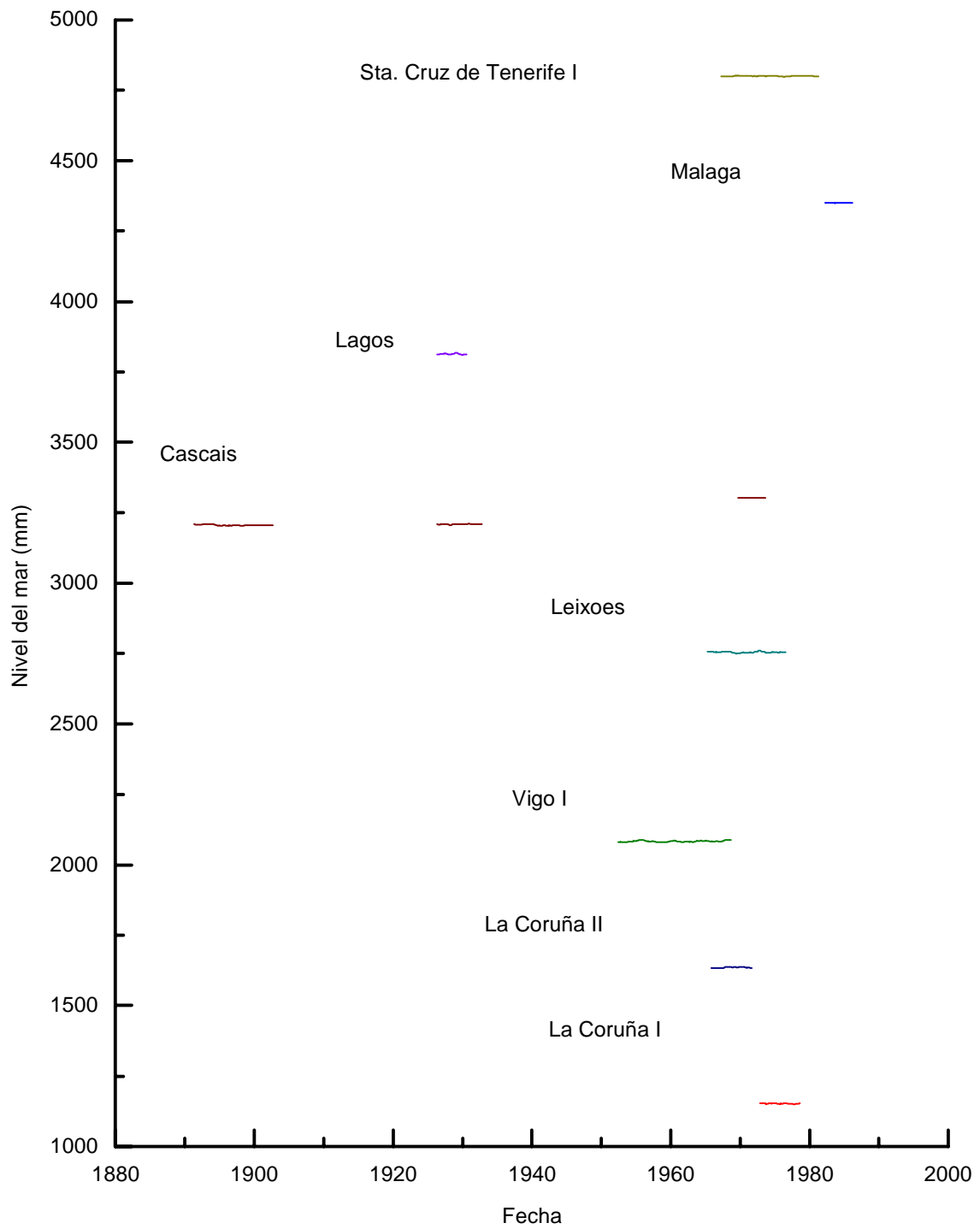


Figura 7-12: Valores medios mensuales tras la aplicación de un filtro media móvil de longitud 18.6 años.

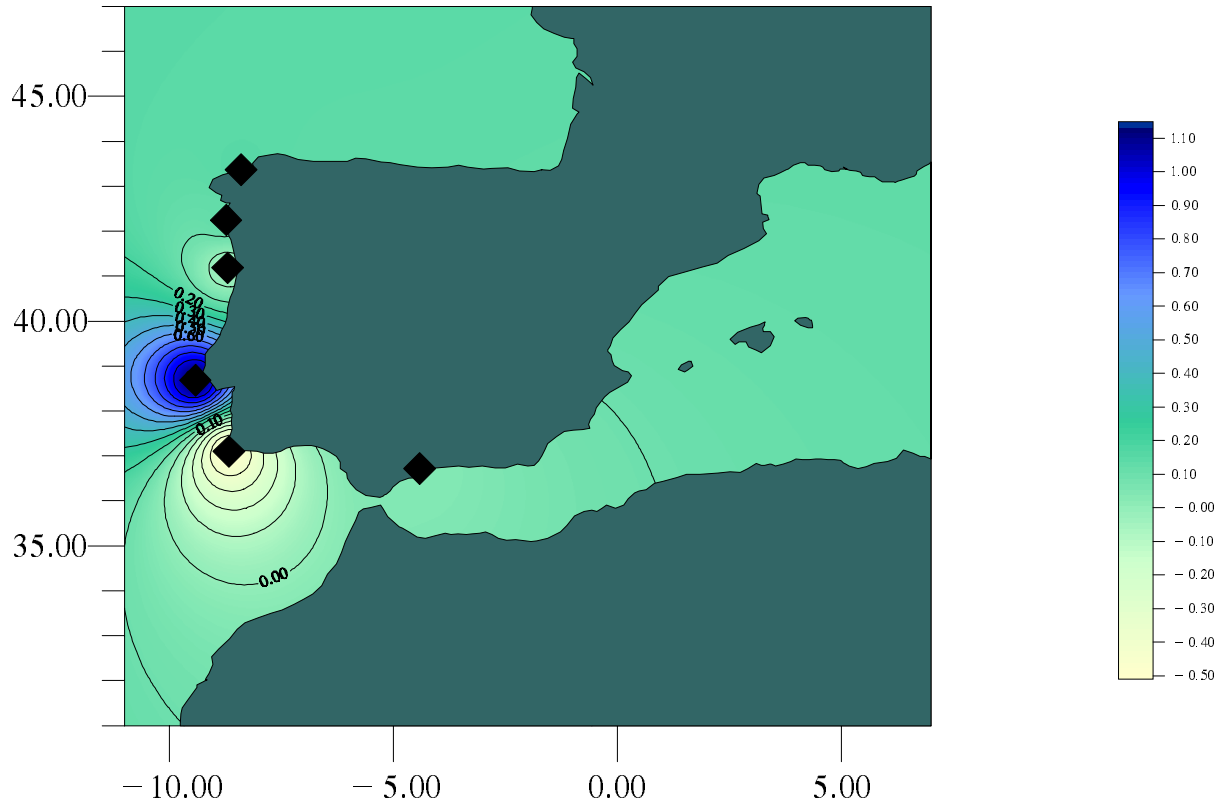


Figura 7-13: Tendencia filtrada (18.6 años) del nivel medio en la Península.

na tendencia regional clara. De hecho, estaciones situadas en zonas geológicamente similares y donde no debería haber movimientos relativos de la corteza, a menudo presentan tendencias distintas; esto está debido, en gran medida, a la influencia del intervalo temporal en el que se determina la misma. Por otra parte, los resultados están muy limitados por la longitud de las series y las interrupciones presentes en las observaciones. Además, a través de la comparación de medias mensuales de las observaciones con anterioridad y posterioridad a la eliminación de los efectos perturbadores, se muestra necesaria la eliminación de los principales efectos perturbadores, ya que las diferencias que presentan pueden ser del orden de la precisión con que se ha obtenido el nivel medio. Finalmente, para una determinación más precisa es imprescindible el establecimiento de un único datum.

Capítulo 8

Conclusiones y perspectivas

El objetivo general que nos planteamos al comienzo de nuestras investigaciones fue el estudio y modelización matemática de los diferentes fenómenos perturbadores de la superficie oceánica. Su eliminación permite obtener, de forma precisa, el nivel medio actual y su evolución con el tiempo. Sin embargo, antes de emprender este trabajo, consideramos necesario situar la problemática general de la determinación del nivel medio del mar. En su análisis, realizado en el Capítulo 2 de esta memoria, hemos dedicado una atención especial a las implicaciones del nivel del mar en la definición de superficies de referencia, tema que originó las primeras investigaciones en esta disciplina a principios del siglo XX. Por este motivo, realizamos una revisión crítica de las diferentes superficies de referencia, lo que nos permite tanto fijar la posición instantánea de su superficie libre como sentar las bases del nivel medio, cuya determinación buscamos de forma empírica, y de la metodología a emplear y desarrollar con este fin. En concreto, hemos analizado las definiciones del nivel medio empleadas y, ya dentro del campo de la Geodesia, su relación con distintos sistemas de referencia.

Por otra parte, es un hecho conocido que han existido variaciones temporales del nivel del mar desde el origen mismo de los océanos. Consecuentemente, en orden a poder interpretar los resultados obtenidos en nuestro trabajo, era imprescindible considerar las variaciones del nivel medio en una más amplia escala de tiempo, analizando su evolución a lo largo de las distintas épocas. Hemos realizado, además, un estudio comparativo de los principales trabajos sobre variaciones actuales globales, basados en series mareográficas. Se ha mostrado la disparidad de criterios existentes en la selección de las observaciones tanto en relación con la longitud de las

series como con sus características. Este análisis nos ha permitido concluir, así mismo, que la mayoría de los estudios realizados se basan en medias mensuales y anuales, procedentes casi siempre de las mismas bases de datos. Además, la distribución temporal y espacial de las series es irregular, no se han eliminado de las observaciones fenómenos locales (como movimientos verticales de la corteza o variaciones asociadas al instrumento) ni variaciones ocasionadas por las interacciones océano-atmósfera o componentes de largo periodo del océano. Tampoco han sido consideradas, en general, las variaciones seculares del volumen de agua oceánica ni las variaciones de la forma y volumen de la cuenca.

Obtener unos resultados más precisos requiere disponer de información complementaria como, por ejemplo, observaciones mediante otras técnicas geodésicas de movimientos verticales de la corteza relativas a los siglos XVIII, XIX y de la mayor parte del XX.

En conclusión, debido a que se requieren series de gran longitud para estudios del nivel medio global, podemos afirmar que no parece factible, por el momento, la determinación en términos absolutos del nivel medio mundial.

El Capítulo 2 finaliza analizando las consecuencias, en el ámbito de la Geodesia Física Marina y otros campos afines, de una variación del nivel medio del mar. En concreto, estudiamos la influencia que tendría esta variación en la velocidad de rotación de la Tierra, en la fuerza de la gravedad y superficies equipotenciales, fuerza de mareas, movimiento del polo, fuerza de Coriolis o en la deformación de las cortezas continental y oceánica.

Una vez ubicados los objetivos generales de nuestras investigaciones y su problemática, en orden a contrastar la metodología que se va a desarrollar, es necesario contar con series de observación que lo posibiliten. Un primer objetivo es una determinación local relativa, por lo que optamos por series obtenidas con sensores ligados a la corteza. Para ello, creemos que resulta muy importante poder disponer no sólo de observaciones de nivel del mar, sino también de diferentes parámetros meteorológicos, así como el enlace del cero del mareógrafo con redes de nivelación. Además, es necesario que las observaciones sean lo más representativas posibles, para permitirnos desarrollar una metodología general. A partir de este planteamiento, las observaciones obtenidas en Gijón por la Junta del Puerto parecen cumplir todas las exigencias. Las observaciones, parcialmente simultáneas, fueron obtenidas en estaciones de características hidrodinámicas diferentes, por lo que es posible realizar un estudio más profundo en base a sus

semejanzas y diferencias. La descripción de las bases de datos, mareográfica y meteorológica, y de la etapa de preproceso se lleva a cabo en el siguiente bloque de esta memoria.

La base mareográfica comprende, principalmente, observaciones de cinco estaciones situadas en el Puerto del Musel de Gijón, que han sido complementadas con observaciones obtenidas en Santander y datos relativos a altura de olas en Gijón. Su extensión temporal es de casi siete años y el periodo de discretización de dos segundos. Por otra parte, en la base de datos meteorológica están integrados una gran diversidad de parámetros: presión atmosférica, temperatura, dirección e intensidad del viento, precipitación, humedad relativa, nubosidad y altura de nubes. Esta variedad de datos horarios posibilita el estudio de diferentes efectos perturbadores de la superficie del océano. La base de datos está, así mismo, formada por datos relativos a la posición de las estaciones, tales como coordenadas y batimetría.

Por otra parte, además de las observaciones, las bases de datos están formadas por una serie de programas de aplicación necesarios para el tratamiento inicial de los datos, como son la discretización de las series en función de las frecuencias a analizar, la asignación de tiempos, introducción de calibraciones, transformación de unidades o reducción al nivel del mar de la presión atmosférica. Estos programas, junto con la estructura final de las bases de datos, son descritos a continuación.

Debido a que el intervalo de toma de datos en las estaciones del Puerto del Musel es de dos segundos, las observaciones contienen observaciones de alta frecuencia, que resultan una fuente importante de ruido. Tras un estudio de estas perturbaciones y sus frecuencias, mostramos la necesidad de su eliminación antes de transformar las observaciones a lecturas horarias en formato internacional de marea. Esta eliminación se ha llevado a cabo a través de una media móvil cada 302 segundos, que elimina periodos inferiores a 12 minutos y 4 segundos.

Por otra parte, la calidad de las observaciones empleadas es una influencia determinante en la precisión del nivel medio obtenido. Esta calidad no reside en la longitud de la serie ni en su número de interrupciones, sino en la etapa de preproceso, ya que la bondad de los diferentes ajustes realizados depende, en gran medida, de que no se modifiquen los parámetros de los modelos obtenidos en etapas anteriores. Pero, además, para estudios del nivel medio es importante disponer de observaciones sin interrupciones y sin saltos. Estos hechos, unido a que los programas de detección y corrección de errores generalmente empleados para observaciones

oceanográficas fueron desarrollados para mareas terrestres, donde no aparecen frecuencias superiores a la cuartodiurna, nos motivó para buscar un método de preproceso que tuviera en cuenta las peculiaridades de nuestras observaciones.

Sobre esta base, hemos desarrollado una serie de programas de interpolación numérica mediante un ajuste a una función polinomial de grado variable a partir tanto de observaciones horarias como diarias, teniendo en cuenta componentes de marea de largo periodo contenidas en la señal mareográfica. Señalamos pues, que el proceso seguido ha variado en función de la longitud de la interrupción.

El primer problema planteado fue la determinación del número de datos que se utiliza para la aproximación y del grado del polinomio, para lo que nos hemos apoyado en la expresión del desarrollo armónico del potencial astronómico de mareas. La determinación de estos parámetros y contrastación del método se ha realizado, interpolando un gran número de interrupciones creadas artificialmente, estudiando los valores de diferentes estadísticos, así como la distribución de los residuales. Fueron, así mismo, determinadas la longitud máxima de la interrupción a interpolar, que es de 72 horas si se dispone de observaciones de siete días anteriores y siete posteriores.

Además, debido a la gran influencia de las variaciones de presión atmosférica en el nivel del mar, hemos eliminado estas perturbaciones antes de la detección de errores. El contraste realizado a los resultados así obtenidos muestra la adecuación de este método, siempre y cuando esta eliminación sea precisa. Para la implementación de estas distintas posibilidades de reconstrucción de interrupciones de la serie temporal, hemos desarrollado un programa de ordenador en FORTRAN 90, llamado IMCA.

Como último paso de este estudio, a partir de errores introducidos artificialmente, se compararon la respuesta del filtro y los resultados obtenidos con esta metodología, con los filtros clásicos de DeMeyer y Lecolazet. Hemos mostrado que:

- La inclusión de la eliminación del efecto estático de variaciones de presión, si esta se elimina de forma correcta, supone una mejora en la detección y corrección de errores.
- Permite la interpolación de interrupciones de hasta 72 horas de longitud con fiabilidad.
- La respuesta, para una, dos o tres lecturas erróneas, es muy similar entre los diversos

métodos, si bien los valores determinados mediante IMCA no requieren un proceso iterativo. Supone un ahorro considerable de tiempo.

- Posibilidad de detectar errores en datos muy cercanos a interrupciones. De esta forma, al necesitarse mediante IMCA menos datos anteriores y posteriores que los requeridos por métodos clásicos, se detectaron errores no corregidos anteriormente.
- Se detectaron desplazamientos del cero de la escala y desfases entre intervalos separados por interrupciones, consecuencia de la interpolación de lagunas.

Resumiendo, con este procedimiento de interpolación se ha reducido significativamente el número de interrupciones presentes en las series, a la vez que se han eliminado observaciones no correctas, debidas principalmente a causas instrumentales, y que no pudieron ser detectadas únicamente con filtros clásicos.

Los fenómenos dinámicos sobre la superficie del océano en nuestra zona de estudio están dominados por la fuerza derivada del potencial perturbador de mareas, objeto de un estudio exhaustivo en el capítulo cuarto de este trabajo. La importancia de las mareas a lo largo de la Historia es tratada en su primer apartado; hemos interpretado científicamente y desde la perspectiva actual, fenómenos que ya fueron señalados en épocas clásicas.

A continuación, y de nuevo centrados en nuestro objetivo de la determinación del nivel medio, el primer fenómeno a eliminar es, lógicamente por su magnitud, la marea oceánica. Para ello, hemos realizado un estudio comparativo de diferentes métodos de análisis, considerando además, distintos desarrollos del potencial perturbador, que nos posibilite la determinación del mejor modelo de marea oceánica, para su posterior eliminación. En concreto, se compararon los resultados obtenidos por distintos programas basados en los filtros mínimos cuadrados desarrollados por A.P. Venedikov y el método mixto desarrollado por H.G. Wenzel; estos métodos son los más extendidos actualmente para el análisis de mareas. Las constantes armónicas fueron finalmente determinadas empleando el método de Venedikov, al mostrarse como el más versátil.

El estudio de los resultados obtenidos en la etapa anterior nos permitió elegir la determinación más precisa de las constantes armónicas, mediante análisis mínimos cuadrados, en las cinco estaciones principales del Puerto del Musel. Destaca de estos resultados la magnitud

del error cuadrático medio, muy inferior a la precisión de las observaciones. Esto confirma la bondad de la etapa de preproceso y la calidad de las series de observación. Así mismo, para cada estación obtuvimos el vector residual y el factor de normalización y el desfase respecto a la estación E2, que posee la serie de mayor longitud, que posibilitará el enlace de las distintas series para formar una única, en posteriores etapas de nuestras investigaciones. Así mismo, se determinaron las constantes armónicas en la estación de Santander.

Una vez que disponemos del modelo de marea, procedimos al estudio de la distribución de la misma en el Puerto del Musel. Obtuvimos las cartas de amplitud y desfase para las componentes principales, P_1 , S_1 , O_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 y K_2 , que fueron comparados con los resultados de modelos regionales y globales.

Debido a que la separación en grupos del método de análisis implica la inclusión, dentro de una misma componente, de varias ondas de periodos próximos, se producen variaciones temporales de las constantes armónicas. La influencia de las modulaciones la hemos estudiado en el cuarto capítulo. Hemos realizado una evaluación teórica de los factores nodales función de las variables $\{N', p, h, 2p, 2h\}$. Posteriormente, para las componentes principales, hemos analizado intervalos consecutivos disjuntos, con épocas centrales no equidistantes cuando el registro presente interrupciones, problemas instrumentales o perturbaciones aperiódicas no identificadas con fenómenos oceánicos o atmosféricos. Sobre los resultados así obtenidos se ponen de manifiesto las tendencias, máximos y mínimos, de las modulaciones de muy largo periodo, en una coincidencia casi perfecta con los valores teóricos. Se detecta claramente la presencia de variaciones nodales en los grupos Q_1 , $2N_2$, N_2 , siendo máxima en L_2 , así como variaciones anuales inducidas por las variables h y $(h - p_s)$, principalmente, y modulaciones debidas a la acción combinada de la marea del polo (oceánica y atmosférica), marea atmosférica y radiacional en todos los grupos separados. Además, la eliminación de intervalos extremos del e.q.m. no parece modificar sensiblemente los valores filtrados que, aunque no en magnitud y fase, sí en frecuencia, coinciden con las principales modulaciones teóricas del constituyente considerado. Así mismo hemos comprobado el resultado teórico según el cual las variaciones en fase de los grupos semidiurnos $2N_2$, N_2 y M_2 son despreciables frente a la precisión de sus determinaciones mediante el análisis de cortas series de observación. Por otra parte, las variaciones de amplitud contienen también el efecto de armónicos compuestos, que son estudiadas en la siguiente

sección. Los resultados confirman que las modulaciones deben ser determinadas y eliminadas a posteriori, una vez que se obtienen los parámetros de marea implicados y estas componentes han sido apodizadas experimentalmente, siempre y cuando la longitud de la serie de observación lo ha permitido. Las variaciones con el tiempo de la amplitud y fase es un problema de gran complejidad, y que será tratado en próximas etapas de nuestro trabajo.

Las interacciones no lineales entre los constituyentes astronómicos de marea en aguas someras es uno de los problemas que tradicionalmente ha limitado la precisión de las determinaciones locales del nivel medio del océano. La eliminación que hemos llevado a cabo en nuestras investigaciones se basa en el estudio de los principales armónicos compuestos detectados (mediante análisis de Fourier) en el Puerto del Musel y en Santander. En primer lugar se redeterminaron los coeficientes de la marea parcial y los argumentos de dichos constituyentes y se incluyeron en el potencial de Tamura aquellos subarmónicos y armónicos compuestos que no figuraban explícitamente en él. Se determinaron su amplitud y desfase mediante análisis, contrastando simultáneamente la estabilidad de las constantes armónicas y, por último, se eliminaron aquellas componentes de aguas someras cuya estabilidad fue demostrada.

Para terminar este bloque, obtuvimos diversos parámetros: régimen de marea, edad de la marea diurna y semidiurna o edad de la paralaje. Estas constantes no armónicas han sido obtenidas para el Atlántico Norte, región en la que están emplazadas las estaciones a las que se aplica la metodología desarrollada. Además, analizamos la distribución espacial de estos parámetros, dado su interés en el conocimiento de la respuesta de la masa de agua oceánica, en orden a estudiar y eliminar las variaciones y modulaciones producidas por ondas de largo periodo sobre las bandas diurna y semidiurna. Se han determinado a partir de los datos contenidos en la base de datos mareográfica BAMAG, que fue modificada y ampliada para la realización de estos estudios. Estos modelos de distribución espacial han sido comparados con los obtenidos a partir de cartas de mareas de la zona. Los valores obtenidos en Gijón y Santander son representativos de la zona y de su comportamiento general.

En el capítulo quinto de esta memoria se estudiaron y eliminaron los desplazamientos verticales locales de la superficie del océano con origen en variaciones de presión atmosférica, temperatura y viento; en especial, la eliminación del efecto dinámico de las variaciones de pre-

sión, diferente de la respuesta estática. Para ello, en primer lugar apodizamos la marea de las observaciones meteorológicas, de origen principalmente solar, ya que el efecto de estas variaciones sobre el registro mareográfico fue eliminado de forma conjunta con la marea oceánica, al poseer las mismas frecuencias y manifestarse, consecuentemente, como una amplificación de los términos solares en las serie mareográfica, principalmente S_1 y S_2 .

Seguidamente, procedimos al estudio y determinación de una metodología óptima para la eliminación de los fenómenos meteorológicos. Para ello, hemos comparado métodos ya existentes (por ejemplo, los utilizados en los trabajos de Hamon, Hannan, Wunsch, Lappo, Venedikov y Dickman o la eliminación con factor estándar y con factor barométrico). Simultáneamente, se han desarrollado metodologías, que fueron ampliamente contrastadas en las cinco estaciones fundamentales.

El análisis de la acción conjunta de todos los fenómenos meteorológicos mostró la importancia de las variaciones de presión y la poca influencia de la temperatura y el viento en comparación con ellas.

Destacamos que disponer de cinco estaciones cercanas nos permitió constatar la dependencia de la respuesta del océano de las condiciones hidrodinámicas del emplazamiento. Así mismo, mostramos la dependencia entre el factor barométrico y el intervalo temporal considerado.

A partir de estas evidencias, desarrollamos una metodología basada en el gradiente de la presión atmosférica, determinando un factor barométrico determinado mediante análisis de regresión, dependiente de la velocidad de la perturbación atmosférica, tal como muestra la teoría. Los resultados fueron comparados mediante métodos estadísticos.

Sin embargo, a partir de los resultados obtenidos en las diferentes estaciones del Puerto del Musel, podemos afirmar que la metodología óptima para la eliminación del efecto de presión se debe basar en el estudio de cada caso de forma individualizada, determinando si resulta más apropiado su eliminación mediante un factor estándar, un factor barométrico global o parcial o por esta metodología desarrollada. Por otra parte, este factor se podría determinar también a partir de modelos de regresión dinámica o regresión no paramétrica.

Una vez eliminadas las variaciones locales más fuertes del nivel del mar, creímos conveniente el estudio de otro tipo de variaciones que pueden significar desplazamientos verticales de magnitud considerable, si bien con un carácter global y a largo plazo. Por este motivo, en el capítulo

sexto hemos tratado las variaciones de la masa y volumen global del océano y procesos asociados a dinámica de la litosfera. La mayor dificultad de la corrección de estos fenómenos está en que se basa en modelos numéricos, con poca precisión de forma local. Por otra parte, la costa norte de la Península Ibérica es una zona tectónicamente estable, y las estaciones no están situadas cerca de la desembocadura de ningún río de caudal considerable. Consecuentemente, la única corrección posible es la de movimientos debidos a levantamiento postglacial, corrección que se ha aplicado según un modelo numérico desarrollado por Peltier, como es usual en este tipo de estudios. Después de esta eliminación se obtiene ya una buena aproximación al nivel medio del océano, tras la corrección de errores groseros, eliminación de mareas e interacciones no lineales, eliminación del efecto barométrico y de levantamiento postglacial (figuras 8-1, 8-2, 8-3, 8-4 y 8-4). En estas figuras se puede observar la precisión alcanzada en las distintas estaciones y la mejora que supone respecto al método clásico, basado en medias diarias, principalmente debido a la eliminación del efecto de las variaciones de presión atmosférica.

Las medias diarias, a pesar de ser la metodología empleada clásicamente para la determinación del nivel medio, no son la única metodología posible. De hecho, también está extendido el uso de medias mensuales, la media móvil diaria o la eliminación de la presión atmosférica por distintos procedimientos. Una comparación del nivel medio obtenido según diversos métodos en la estación B3 se presenta en la figura 8-6.

Se han representado, en primer lugar, las observaciones corregidas. Tras el nivel medio determinado mediante la eliminación de los efectos perturbadores obtenido en este trabajo, se presenta el obtenido con el programa NSV98 eliminando la presión, que es el método que proporciona resultados más precisos de todos los anteriores. También se incluyen, medias diarias, medias móviles diarias, las medias mensuales y el nivel medio resultante a partir de observaciones medias diarias eliminado la presión según la metodología de Hamon. Se puede observar que las metodologías basadas en medias no eliminan el efecto de presión, presentando además la desventaja de que si faltan observaciones en un día, la media no se puede obtener. Adicionalmente, las medias mensuales están fuertemente influenciadas por los efectos atmosféricos y las componentes armónicas de la marea de largo periodo. Finalmente, la eliminación de los efectos perturbadores y la consideración de efectos dinámicos proporciona resultados más precisos que el método NSV98, como se ha mostrado a lo largo de esta memoria.

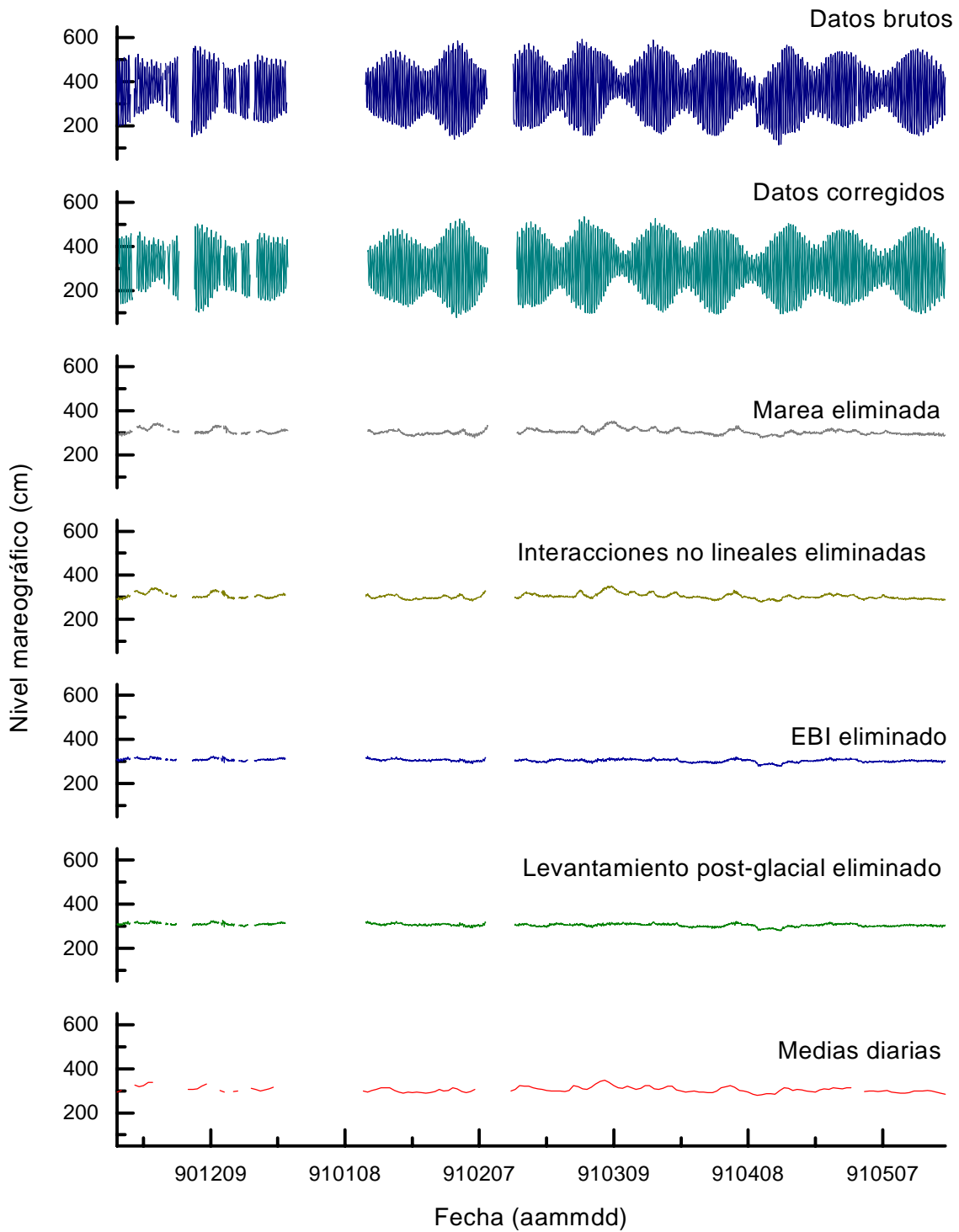


Figura 8-1: Proceso seguido en la estación E1 y comparación del nivel medio obtenido con medias diarias.

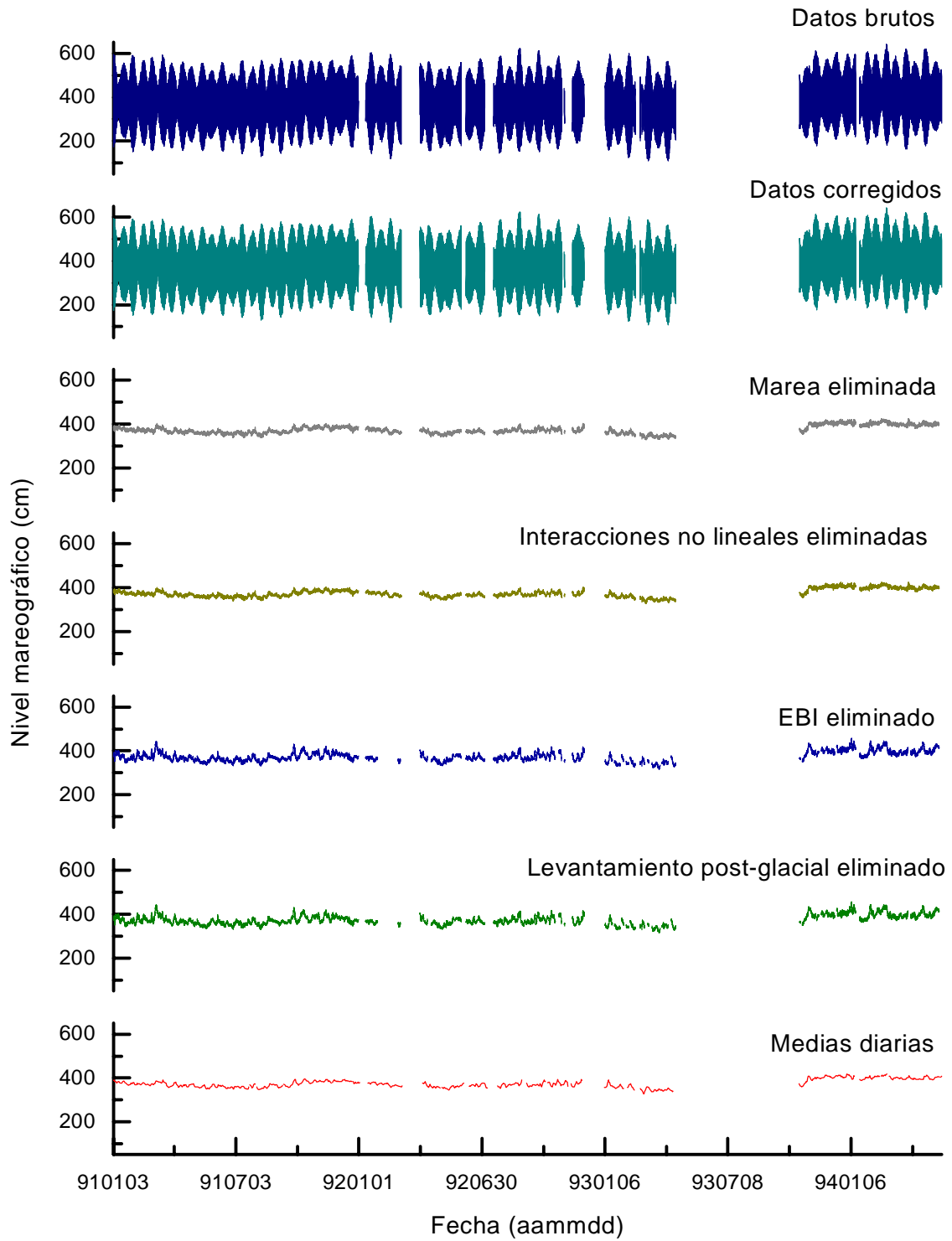


Figura 8-2: Proceso seguido en la estación E2 y comparación del nivel medio obtenido con medias diarias.

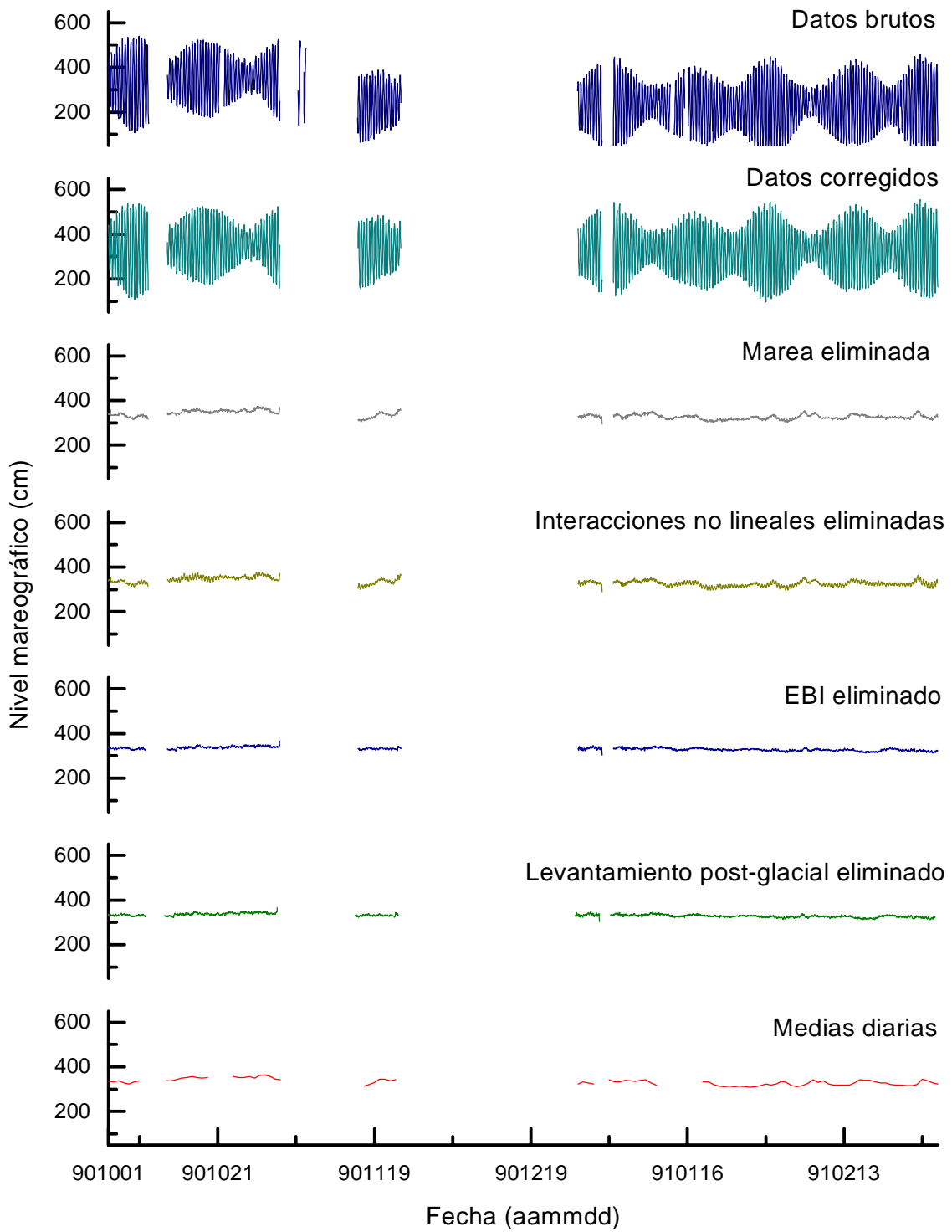


Figura 8-3: Proceso seguido en la estación E3 y comparación del nivel medio obtenido con medias diarias.

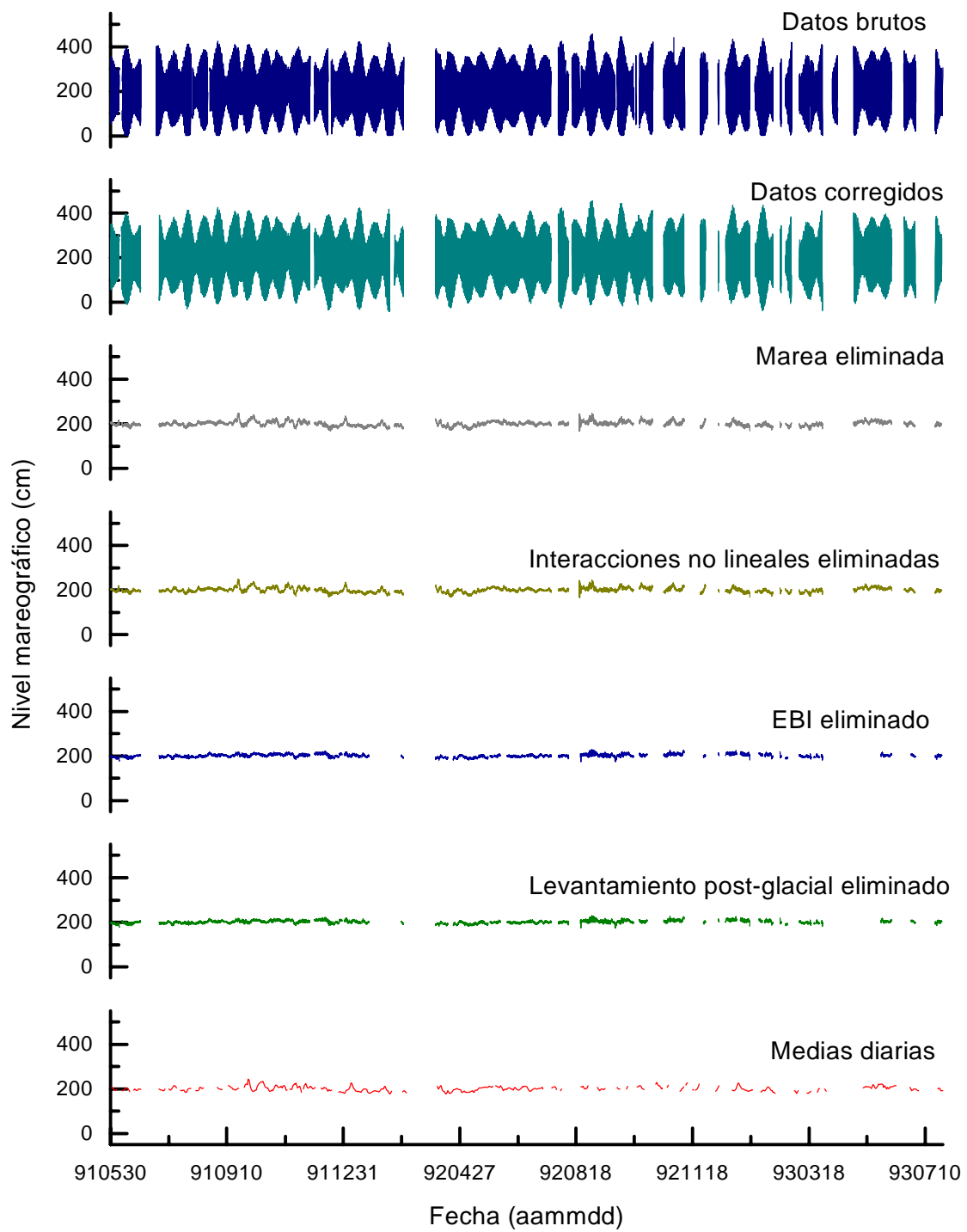


Figura 8-4: Proceso seguido en la estación B1 y comparación del nivel medio obtenido con medias diarias.

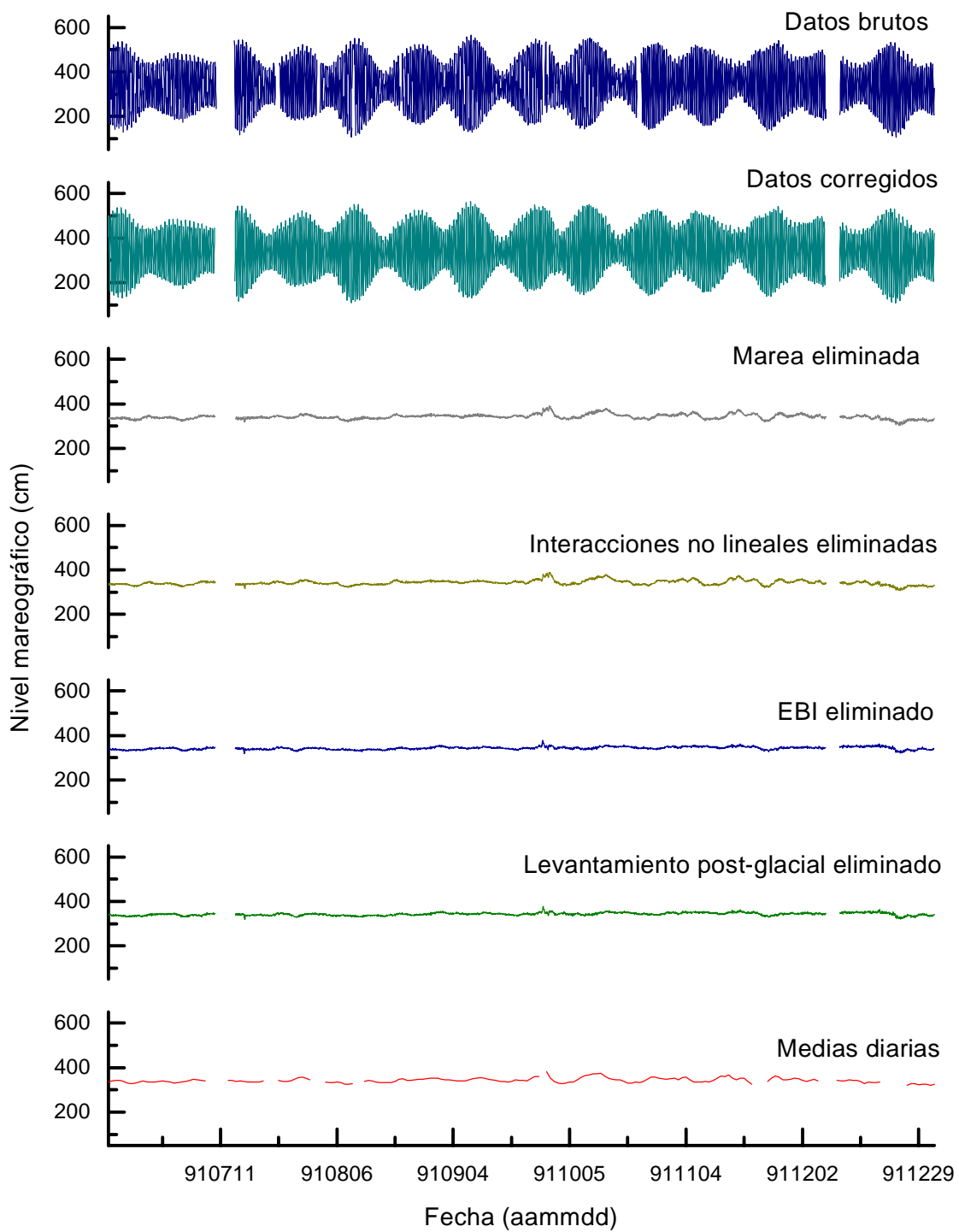


Figura 8-5: Proceso seguido en la estación B3 y comparación del nivel medio obtenido con medias diarias.

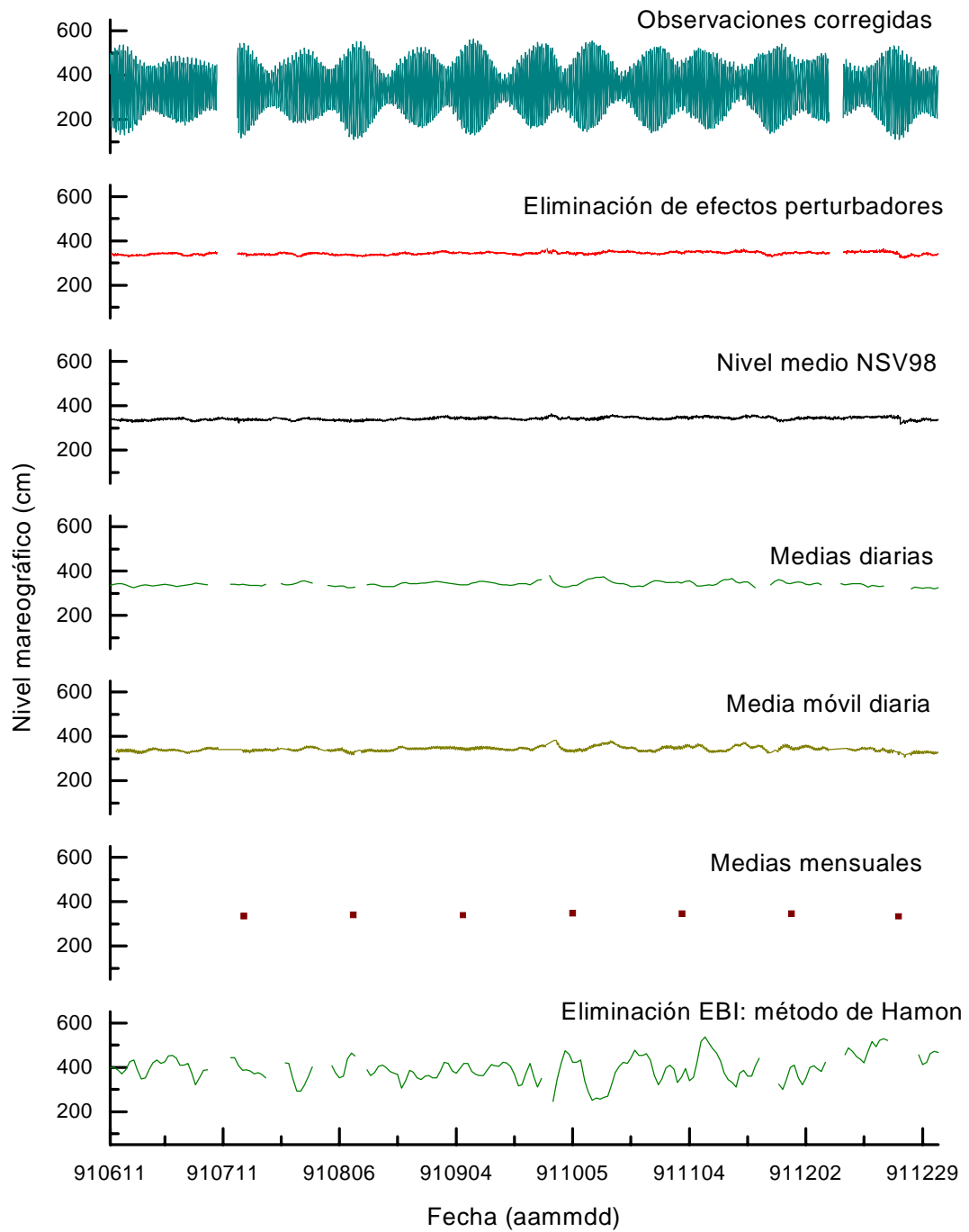


Figura 8-6: Comparación de determinaciones distintas del nivel medio en la estación B3.

Una vez obtenido el nivel medio local en las cinco estaciones del Puerto del Musel, objetivo principal de este trabajo, hemos considerado importante realizar, como ampliación y complemento, una estimación regional, a partir de medias mensuales, estudio que se presenta en el capítulo séptimo. Las observaciones en que nos basamos son, por una parte, las obtenidas en el Puerto del Musel y, por otra, los datos proporcionados por el PSMSL en la Península Ibérica y el resto de estaciones españolas.

El análisis de las observaciones disponibles nos permite concluir que no todas las regiones están representadas de forma similar, tanto por el número de estaciones y sus años de observación como por las interrupciones presentes en las mismas. Por otra parte, si se tiene en cuenta la longitud, tan sólo en trece casos de 64 se superan los 30 años de observaciones, en cuatro casos los 55 años y en tres los 60, con interrupciones. Consecuentemente, existe un número muy reducido de estaciones adecuadas para la determinación de niveles medios regionales. Además, la poca longitud de la mayoría de las observaciones limita la precisión de los resultados, presentando algunas estaciones incluso desplazamientos verticales del origen que dificultan de gran manera de determinación de una tendencia.

No obstante, hemos realizado un estudio con dos partes bien diferenciadas: determinación de la tendencia lineal de las medias mensuales y una segunda parte consistente en el filtrado de periodos existentes en dichos datos antes de determinar la tendencia. Hemos intentado detectar una tendencia común a todas las estaciones situadas en cada una de las costas, lo que indicaría factores locales, pero nuestras investigaciones no han mostrado ningún resultado en este sentido. Hemos observado que la tendencia determinada está fuertemente influenciada por el periodo temporal elegido, así como la existencia de largos periodos en los registros. Su eliminación mediante filtros media móvil reduce significativamente el número de series útiles en el estudio.

También hemos constatado que el proceso de eliminación de los efectos perturbadores antes de la obtención de las medias mensuales suaviza los niveles medios mensuales obtenidos, mostrando los resultados una tendencia de forma más clara, si bien este procedimiento tiene el inconveniente de que, si no existen observaciones de parámetros adicionales, se presenta una interrupción. Las diferencias ocasionadas por la no eliminación de estos efectos ha supuesto variaciones de hasta 10 centímetros durante este periodo de observación. Consecuentemente, mostramos así la necesidad de la eliminación de la señal mareográfica, dentro de lo posible, del

mayor número de fenómenos antes de obtener las medias mensuales. Un estudio donde esto se realice en el mayor número de estaciones, si es posible con lecturas horarias, puede arrojar más información sobre una tendencia global en el área alrededor de la Península Ibérica.

Finalmente, queremos señalar que creemos que el objetivo principal que nos planteamos al principio de las nuestras investigaciones, a saber: una determinación precisa del nivel medio mediante el estudio, modelización matemática y eliminación de los principales efectos influyentes sobre la superficie oceánica, se ha conseguido, si bien los resultados están limitados por la complejidad de los fenómenos actuantes y por las observaciones existentes.

Son muchas las posibilidades de continuación de nuestras investigaciones, como hemos ido indicando a lo largo de estas conclusiones. Entre ellas, destacamos el enlace de las series mareográficas para la formación de una única, la eliminación de las modulaciones, la aplicación de métodos de regresión dinámica o no paramétrica a la determinación del efecto de las variaciones de presión, el estudio y eliminación de otros parámetros y el estudio de las variaciones del nivel medio en la Península a partir de observaciones horarias y mediante la eliminación de los efectos perturbadores.

Referencias

- [1] Acheson, D.J.; 1990. Elementary Fluid Dynamics. Oxford University Press, Oxford, 397pp.
- [2] Admiralty Tide Tables, 1993. Volumen 1. Hydrographer of the Navy, Tauton.
- [3] Admiralty Tide Tables, 1999. Volumen 2. Hydrographer of the Navy, Tauton.
- [4] Alder, H.L.; Roessler, E.D.; 1968. Probability and Statistics. Ed. W. H. Freeman, San Francisco, 333 pp.
- [5] Amin, M.; 1983. On perturbations of tidal harmonic constants in the Thames Estuary. Geophys. J. Astr. Soc., n.73, 587-603.
- [6] Andersen, O.B.; 1995. Global Ocean Tide Models from ERS1 and Topex/Poseidon Altimetry. J. Geophys. Res., v. 100, 25249-25259.
- [7] Arabelos, D.; Asteriadis, G.; Contadakis, M.E.; Spatalas, S.D.; Sachmanoglou, H.; 1997. Atmospheric tides in the area of Thessaloniki. J. Geodynamics, v. 23, n. 1, 65-75.
- [8] Arnosó, J.; 1996. Modelización y evaluación de efectos indirectos sobre las mareas terrestres en el área de las Islas Canarias. Tesis Doctoral. Madrid.
- [9] Astronomical Almanac. 1993. Nautical Almanac Office (HMSO), Londres.
- [10] Aubrey, D.G.; Emery, K.O.; 1986. Relative sea levels of Japan from tide-gauge records. Geological Society of America Bulletin, v. 97, 194-205.
- [11] Aznar, A.; Trávez, F.J.; 1993. Métodos de predicción en economía. Tomos 1 y 2. Ed. Ariel Economía, 339 y 452 pp.

- [12] AVISO. User Handbook Merged TOPEX/POSEIDON Product. Edition 3.0. CNES, 1996.
- [13] Baker, T.F.; Apcock, G.A.; 1983. Time Variations of Ocean Tides. Proc. IXth Int. Symp. Earth Tides, Helsinki, 341-350.
- [14] Baker, T.F.; 1993. Absolute sea level measurements, climate change and vertical crustal movements. *Global and Planetary Change*, v. 8, 149-159.
- [15] Baker, T.; Cazenave, A.; Cocard, A.M.; Kaas, E.; Kahle, H.-G.; Lozano, I.; Marson, I.; Plag, H.-P.; Romagnoli, C.; Storch, H.; Zerbini, S.; 2000. Regional and local sea level variations. En "Sea level change and coastal processes. Implications for Europe", D. Smith, S.B.C. Raper, S. Zerbini, A. Sánchez-Arcilla (Ed.). Comisión Europea, Bruselas.
- [16] Baker, T.F.; Cerutti, G.; Corrado, G.; Kahle, H.-G.; Marson, I.; Müller, M.; Paradissis, D.; Pezzoli, I.; Plag, H.-P.; Pomrehn, W.; Richter, B.; Romagnoli, C.; Spencer, N.E.; Tomasi, P.; Tsimplis, M.; Veis, G.; Verrone, G.; Wilson, P.; Zerbini, S.; 1995. Sea-level fluctuations: geophysical interpretation and environmental impact (SELF). In: O. Troen (Ed.) "Climate Change and impacts, Proceedings of the Symposium (Copenague, Sept. 6-10, 1993)". European Commission, Science Research Development, EUR 15921 EN, 323-338.
- [17] Barnett, T.P.; 1983. Recent changes in sea level and their possible causes. *Climatic Change*, n. 5, 15-38.
- [18] Barnett, T.P.; 1984. The Estimation of "Global" Sea Level Change: A Problem of Uniqueness. *J. Geophys. Res.*, v. 89, n. C5, 7980-7988.
- [19] Bartels, J.; 1957. Tidal Forces. *Encyclopedia of Physics*, vol. 48. S. Flügge. Springer Verlag, 737-774.
- [20] Batchelor, G.K.; 1997. Introducción a la dinámica de fluidos. Instituto Nacional de Meteorología, Publicaciones del Ministerio de Medio Ambiente, 629 pp.
- [21] Bendat, J.S.; Piersol, A.G.; 1971. *Random Data: Analysis and Measurements Procedures*. J. Wiley & Sons, Nueva York, 407 pp.

- [22] Berrino, G.; Corrado, G.; Luongo, G.; Toro, B.; 1984. Ground deformation and gravity accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. *Bulletin Volcanologique*, v. 47 (2), 187-200.
- [23] Berry, A.; 1961. *A Short History of Astronomy*. Dover Publications, Dover.
- [24] Bevis, M.; 1998. Continuous GPS positioning of tide gauges: some preliminary considerations. Report to the IGS. GLOSS Bulletin n. 6.
- [25] Bjerhammar, A.; 1973. *Theory of Errors and Generalized Matrix Inverses*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.
- [26] Bloom A.L.; 1971. Glacial-eustatic and isostatic controls of sea level since the last glaciation. En K.K. Turekian (Ed.) "The late Cenozoic Glacial Ages". Yale University Press. New Haven, 355-379.
- [27] Bodganov, K.T.; Magarik, V.A.; 1967. Numerical solution to the problem of distribution of semidiurnal tides M2 and S2 in the world ocean. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 172, 1315-1317.
- [28] Bodganov, K.T.; 1975. *Marees de l'ocean mondial*. Inst. Okeanol. P.P. Tchirtchova, Moscú. Traducción francesa disponible del ICET.
- [29] Bowden, F.K.; 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. Ed. Ellis Hoewood Limited, Chichester.
- [30] Boy, J.-P.; Hinderer, J.; Gegout, P.; 1998. Global atmospheric loading and gravity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 109, 161-177.
- [31] Boy, J.-P.; Hinderer, J.; 1999. Atmospheric pressure effects on gravity: local versus global corrections. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 131, 10113-10127.
- [32] Broadus, J.M.; 1996. Economizing human responses to subsidence and rising sea level. En "Sea-Level Rise and Coastal Subsidence", J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [33] Brown, E.W.; 1905. Theory of the motion of the Moon (Part IV). *Mem. R. Astron. Soc.*, 57, 51-145.

- [34] Büllesfeld, F.J.; 1985. Ein Beitrag zur harmonischen Darstellung des zeitenerzeugenden Potentials. Tesis doctoral, Ins. Theor. Geödesie, Univ. Bonn.
- [35] Burden, R.L.; Faires, J.D.; 1985. Análisis Numérico. Editorial Iberoamérica, 721 pp.
- [36] Bureau Hydrographique International, 1983. Marees, liste de constantes harmoniques. Publication speciale n. 26.
- [37] Carlsson, M.; 1998. Mean Sea-Level Topography in the Baltic Sea Determined by Oceanographic Methods. Marine Geodesy, v. 21, 203-217.
- [38] Carter, W.E.; Aubrey, D.G.; Baker, T.; Boucher, C.; LeProvost, C.; Pugh, D.; Pelletier, W.R.; Zumberge, M.; Rapp, R.H.; Schutz, R.E.; Emery, K.O.; Enfield, D.B.; 1989. Geodetic Fixing of Tide Gauge Bench Marks. Woods Hole Oceanographic Institution, Technical Report.
- [39] Carter, W.E.; 1994. Report of the Surrey Workshop of the IAPSO Tide Gauge Bench Mark Fixing Committee. Deacon Library, Godalming, Surrey, Reino Unido. Diciembre 1993. NOAA Technical Report NOSOES0006.
- [40] Cartwright, D.E.; Tayler, R.J.; 1971. New Computations of the Tide-generating Potential. Royal Astron. Soc. Geophys. Jour., 23, 45-74.
- [41] Cartwright, D.E.; Edden, A.C.; 1973. Corrected Tables of Tidal Harmonics. Royal Astron. Soc. Geophys. Jour., 33, 253-264.
- [42] Cartwright, D.E.; Ray, R.D.; 1991. Energetics of global ocean tides from Geosat altimetry. J. Geophys. Res., v. 96, n. C9, 16897-16912
- [43] Cartwright, D.E.; Edden, A.C.; Spencer, R.; Vassie, J.M.; 1980. The tides on the North-east Atlantic Ocean. Phil. R. Soc. Lond. A, v. 298.
- [44] Cartwright, D.E.; 1999. Tides, A Scientific History. Cambridge University Press, 292 pp.
- [45] Carvajal Casariego, J.M.; 1993. Modelización de las mareas oceánicas y estudio de las variaciones del nivel medio del mar en los puertos de Gijón y Santander. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo. 223 pp.

- [46] Cazenave, A.; Dawson, A.G.; Frezzotti, M.; Long, A.J.; Raper, S.B.C.; Reeh, N.; Tooley, M.; Wolde, P.; Woodworth, P.; 2000. Global changes in the volumen and mass of the ocean. En "Sea level change and coastal processes. Implications for Europe", D. Smith, S.B.C. Raper, S. Zerbini, A. Sánchez-Arcilla (Ed.). Comisión Europea, Bruselas.
- [47] Cazenave, A.; Dominh, K.; Ponchaut, F.; Soudarin, L.; Cretaux, J.F.; Le Provost, C.; 1999. Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophys. Res. Letters*, v. 26, 2077-2080.
- [48] Chelton, D.B.; Enfield, D.B.; 1986. Ocean signals in tide gauge records. *J. Geophys. Res.*, v. 91, n. B9, 9081-9098.
- [49] Cheney, R.; Miller, L.; Agreen, R.; Doyle, N.; Lillibridge, J.; 1994. TOPEX/POSEIDON: the 2 cm solution. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C12, 24555-24563.
- [50] Chojnicki, T.; 1972. Détermination des parametres de marée par la compensation des observations au moyen de la methode de moindres carrees. *Publ. Inst. Geoph. Polish Acad. Sc. Mar. Terr.*, n. 55, 43-80.
- [51] Chojnicki, T.; 1989. Modulation of some tidal waves of horizontal constituents. *Proceed. XIth Int. Symp. Earth Tides*. Helsinki.
- [52] Chojnicki, T.; 1991. Détermination des variations des amplitudes des ondes de marées. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 109, 7877-7884.
- [53] Chojnicki, T.; 1991. Continuation of Modulation Research. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 110, 8002-8010.
- [54] Cloetingh, S.; McQueen, H.; Lambeck, K.; 1985. On a tectonic mechanism for regional sea level variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 157-166.
- [55] Cohen, J.E.; Small, C.; Mellinger, A.; Gallup, J.; Sachs, J.; 1997. Estimates of coastal populations. *Science*, v. 278, 1211-1212.
- [56] Cocard, M.; Geiger, A.; Kahle, H.G.; Veis, G.; Milos, P.; 1996. The Airbone Laser Experiment in the Ionian Sea, Greece. SELF II Report.

- [57] Conrad, C.P.; Hager, B.H.; 1997. Spatial variations in the rate of sea level rise caused by the present-day melting of glaciers and ice sheets. *Geophys. Res. Letters*, v. 24, n. 12, 1503-1506.
- [58] Crisciani, F.; Ferraro, S.; 1988. Sea level response to impulsive north winds in the Gulf of Trieste. Event on 25th September 1987. *Il Nuovo Cimento*, v. 11C, n. 3, 317-326.
- [59] Crisciani, F.; Ferraro, S.; Mosetti, F.; 1988. Sea level oscillations in the Gulf of Trieste, The Role of the atmospheric-pressure forcing and the tidal effect in the pressure and wind behaviour. *Il Nuovo Cimento*, v. 11C, n. 1, 85-103.
- [60] Daly, R.A.; 1934. *The Changing World of the Ice Age*. Yale University Press, New Haven, 271 pp.
- [61] Dehant, V.; 1987. Tidal parameters for an inelastic Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 49, 97-116.
- [62] De Meyer, F.; 1980. A study of various harmonic analysis methods for earth tide observations. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 83, 5187-5235.
- [63] Desai, S.; Wahr, J.; 1995. Empirical ocean tide models estimated from TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C12, 24812-24852.
- [64] Dickman, S.R.; 1988. Theoretical investigations on the ocean inverted barometer response. *J. Geophys. Res.*, v. 93, n. B12, 14941-14946.
- [65] Dickman, S.R.; 1998. Determination of oceanic dynamic barometer corrections to atmospheric excitation of Earth rotation. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. B7, 15127-15143.
- [66] Dietrich, G.; 1954. Ozeanographische-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. *Die Küste*, v. 2, 130-156.
- [67] Dittfeld, H.J.; 1991. Analysis of 3rd degree waves with diurnal and semidiurnal frequencies. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 111, 8053-8061.

- [68] Doodson, A.T.; 1921. The Harmonic Development of the Tide Generating Potential. Proc. Roy. Soc. A100. Londres, 305-329.
- [69] Douglas, B.C.; 1991. Global Sea Level Rise. J. Geophys. Res., v. 96, n.C4, 6981-6992.
- [70] Douglas, B.C.; 1997. Global Sea Level Rise: A Redetermination. Surveys in Geophysics, v. 18, 279-292.
- [71] Douglas, B.C., 2001. An Introduction to Sea Level. En "Sea Level Rise: History and Consequences", B.C. Douglas, M.S. Kearney, S.P. Leatherman (Ed.). Int. Geophys. Series n. 75, Associated Press.
- [72] Douglas, B.C., 2001. Sea Level Change in the Era of Records in Tide Gauges. En "Sea Level Rise: History and Consequences", B.C. Douglas, M.S. Kearney, S.P. Leatherman (Ed.). Int. Geophys. Series n. 75, Associated Press.
- [73] Dreyer, J.E.L.; 1953. A History of Astronomy from Thales to Kepler. Dover Publications, Dover.
- [74] Ducarme, B.; 1989. Tidal Potential Developments for Precise Tidal Evaluation. Bull. d'Inf. Mareés Terrestres, n. 104, 7338-7360.
- [75] Ducarme, B.; Dejaiffe, R.; 1976. Spectral Analysis of Transworld Tidal Gravity Profile Stations by using the Filon Integration Formulas. Proc. VIIIth Int. Sym. Earth Tides, Bonn.
- [76] Dvorak, J.J.; Berrino, G.; 1991. Recent Ground Movement and Seismic Activity in Campi Flegrei, Southern Italy: Episodic Growth of a Resurgent Dome. J. Geophys. Res., v. 96, n. B2, 2309-2323.
- [77] Eanes, R. J. and S. V. Bettadpur, 1994: Ocean tides from two years of TOPEX/POSEIDON altimetry. Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 75(44), 61. Paper G32B-6, Spring Meeting of the AGU, Baltimore, MD.
- [78] Eckert, W.J.; Jones, R.; Clark, H.K.; 1954. Improved lunar ephemeris 1952-1959. U.S. Govt. Print. Off., 283-363. Washington D.C.

- [79] Ekman, M.; 1991. A concise history of the theories of tides, Precession-nutation and polar motion (from Antiquity to 1950). *Bull. d'Inf. des Mareés Terrestres*, n. 109, 7795-7848.
- [80] Ekman, M.; 1996. A common pattern for interannual and periodical sea level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. *Geophysica* 32(3), 261-272.
- [81] Ekman, M.; 1998. Secular change of the seasonal sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. *Geophysica* 34(3), 131-140.
- [82] Ekman, M.; 1999. Using mean sea surface topography for determination of height system differences across the Baltic Sea. *Marine Geodesy*, v. 22, 33-35.
- [83] Ekman, M.; 1999. Climatic changes detected through the world's longest sea level series. *Global and Planetary Change*, v. 21, 215-224.
- [84] El-Sabh, M.I.; Murty, T.S.; Côté, R.; 1987. Variations of the Age of Tides in the Global Oceans. *Marine Geodesy*, v. 11, 153-171.
- [85] El-Sabh, M.I.; Murty, T.S.; 1989. Age of Diurnal Tides in World Oceans. *Marine Geodesy*, v. 13, 159-166.
- [86] El-Sayed, M.Kh.; 1996. Rising Sea-Level and Subsidence of the Northern Nile Delta: A Case Study. En "Sea-Level Rise and Coastal Subsidence", J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [87] Emery, K.O.; Aubrey, D.G.; 1991. *Sea Levels, Land Levels and Tide Gauges*. Springer Verlag, Nueva York, 237 pp.
- [88] Ehrenberg, A.; 1993. Even the social sciences have laws. *Nature*, v. 365, 385.
- [89] Euler, L.; 1755. *Opera Omnia*. Series secunda, XII.
- [90] Ewin, C.E.; Mitchell, M.M.; 1970. *Introduction to Geodesy*. Elsevier, Nueva York.
- [91] Fairbridge, R.; Krebs, W.; 1962. Sea level and the Southern Oscillation. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, v. 6, 532-545.

- [92] Farrell, W.E.; 1972. Deformation of the Earth by Surface Loads. *Rev. Geophys.*, v. 10, 761-797.
- [93] Farrell, W.E.; 1973. Earth tides, ocean tides and tidal loading. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 274, 253-259.
- [94] Farrell, W.E.; Clark, J.A.; 1976. On Postglacial Sea Level. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 46, 647-667.
- [95] Fenoglio-Marc, L.; 2001. Analysis and representation of regional sea-level variability from altimetry and atmospheric-oceanic data. *Geophys. J. Int.*, 145, 1-18.
- [96] Fernández, F.; 1973. Constantes armónicas de mareas de las costas Norte, Este y Oeste de la España peninsular. *Boletín n. 168 del Inst. Español de Oceanografía*.
- [97] Fernández de Castillejo, F.; 1967. Variaciones del nivel medio del mar. *Rev. de Geofísica*, n. 101 y 102, 45-77.
- [98] Fernández de Castillejo, F.; 1973. Constantes armónicas y niveles medios del Puerto de La Coruña. *Pub. Inst. Esp. Oceanografía*, n. 162.
- [99] Fletcher, C.H.; 1992. Sea-level trends and physical consequences: applications to U.S. shore. *Earth-Science Reviews*, v. 33, 73-109.
- [100] Font Tullot, I.; 1988. *Historia del Clima de España. Cambios climáticos y sus causas.* Publ. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 298 pp.
- [101] Foreman, M.G.G.; 1977. *Manual for tidal heights analysis and prediction.* Pacific Science Report 77-10. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B.C. Canadá.
- [102] Fu, L.L.; Pihos, G.; 1994. Determining the response of sea level to atmospheric pressure using Topex/Poseidon data. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C12, 24633-24642.
- [103] Galerkin, L.I.; 1960. On the physical basis of the forecast of the stational variations of sea level in the Sea of Japan. *Tr. Inst. Okeanol. SSSR*, 37, 73-91.
- [104] Garrett, C.J.R.; Munk, W.H.; 1971. The age of the tide and the "Q" factor of the oceans. *Deep-Sea Res.*, v. 18, 493-503.

- [105] Garrett, C.; Toulany, B.; 1971. Sea level variability due to meteorological forcing in the Northeast Gulf of St. Lawrence. *J. Geophys. Res.*, v. 87, n. C3, 1968-1978.
- [106] Gaspar, P.; Ponte, R.M.; 1997. Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulation. *J. Geophys. Res.*, v. 102, n. C1, 961-971.
- [107] Gil, E.; 1993. Estudio del nivel medio del océano. Aplicaciones geodésicas, geofísicas y oceanográficas. Trabajo de investigación. Madrid.
- [108] Gil, E.; Toro, C. de; 1999. Métodos para la interpolación de interrupciones en series mareográficas. XVI CEDYA, Actas del Congreso celebrado en Las Palmas de Gran Canaria, Septiembre 1999, 1477-1484.
- [109] Gill, A.E.; 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.
- [110] Godin, G.; 1972. *The Analysis of Tides*. Liverpool University Press.
- [111] Godin, G.; 1985. *Tides*. CIESCE, México.
- [112] Gornitz, V.; Lebendeff, S.; Hansen, J.; 1981. Global Sea Level Trend in the Past Century. *Science*, v. 215, 1611-1614.
- [113] Gornitz, V.; 1991. Global coastal hazards from future sea level rise. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, v. 89, 379-398.
- [114] Gornitz, V.; 1993. Mean Sea Level Changes in the Recent Past. In "Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications", R.A. Warrick, E.M. Barrow, T.M.L. Wigley (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- [115] Gornitz, V.; Rosenzweig, C.; Hillel, D.; 1994. Is Sea Level Rising or Falling?. *Nature* v. 371, 48.
- [116] Graybill, F.A.; 1961. *An Introduction to Linear Statistical Models*. Vol. I. McGraw-Hill. Nueva York. 463 pp.
- [117] Gridniev, D.G.; Kramer, M.V.; 1986. Procède d'élimination des bruits de la courbe de marée observée. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 97, 6575-6578.

- [118] Gröger, M; Plag, H.-P.; 1993. Estimations of a global sea level trend: limitations from the structure of the PSMSL global sea level data set. *Global and Planetary Change*, v. 8, 161-179.
- [119] Hamon, B.V.; 1962. The spectrums of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour and Lord Howe Island. *J. Geophys. Res.*, v. 67, n. 13, 5147-5155.
- [120] Hamon, B.V.; 1962. Correction to "The spectrums of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour and Lord Howe Island". *J. Geophys. Res.*, v. 68, n. 15, 4635.
- [121] Hamon, B.V.; 1966. Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. *J. Geophys. Res.*, v. 71, n. 12, 6033-6041.
- [122] Hamon, B.V.; Godfrey, J.S.; 1980. Mean Sea level and its interpretation. *Marine Geodesy*, v. 4, n. 4, 315-329.
- [123] Hamon, B.V.; Hannan, E.J.; 1963. Estimating relations between time series. *J. Geophys. Res.*, v. 68, n. 21, 2883-2893.
- [124] Hanbury-Brown, R.; 1978. *Man and the Stars*. Oxford University Press, Oxford.
- [125] Hansen, W.; 1966. Die Reproduktion der Bewegungsvorgänge im Meere mit Hilfe Hydrodynamisch-numerischer Verfahren. *Mitteilungen der Int. Meerekunde der Univ. Hamburg*.
- [126] Hartmann, T.; Wenzel, H.G.; 1994. Catalogue of the Earth Tide generating Potentials due to the Planets. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 119, 8847-8880.
- [127] Hartmann, T.; Wenzel, H.G.; 1995. The HW95 Tidal Potential Catalogue. *Geophys. Res. Letters*, v. 22, n. 24, 3553-3556.
- [128] Harris, R.A.; 1904. *Manual of tides. Part IV: Report of the Superintendent U.S. Coast and Geodetic Survey*.
- [129] Haq, B.U.; Milliman, J.D.; 1996. Coastal vulnerability: Hazards and Strategies. En "Sea-Level Rise and Coastal Subsidence", J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- [130] Heck, B.; Rummel, R.; 1989. Strategies for solving the vertical datum problem using terrestrial and satellite geodetic data. En H. Sünkel, T. Baker (Ed.) "Sea surface topography an the geoid", 104 Symp. IAG. Ed. Springer.
- [131] Heiskanen, W.A.; Moritz, H.; 1985. Geodesia Física. Instituto de Astronomía y Geodesia-Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 372 pp.
- [132] Hela, I.; 1944. Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänische Gewässer. Merentutkimuslaitoksen Julkais-Havforskningsinstituts Skrift, n. 134, 108 pp.
- [133] Hendershott, M.C.; 1972. Ocean Tides. First GEOP Research Conference. Solid Earth and Ocean Tides.
- [134] Henneberg, H.; 1985. Redes Geodésicas de alta precisión. En Sevilla, M.J.; Linkwitz, H.; Henneberg, H.; III Curso de Geodesia Superior. Instituto de Astronomía y Geodesia. CSIC-UCM, Madrid, 212 pp.
- [135] Henrici, P.; 1977. Elementos de Análisis Numérico. Ed. Trillas, México.
- [136] Hoar, T.J.; Wilson, C.R.; 1994. Geosat observations of sea level response to barometric pressure forcing. Geophys. Res. Letters, v. 21, n. 23, 2515-2518.
- [137] Huang J.; Higuzhi, K.M Shabbar, A.; 1998. The relationship between the North Atlantic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation. Geophys. Res. Letters, v. 25, n. 14, 2707-2710.
- [138] Hurrell, J.W.; 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. Science, v. 269, 676-679.
- [139] Instituto Hidrográfico de la Marina (Cádiz); 1990. Anuario de mareas 1990. 208 pp.
- [140] International Hydrographic Organization, 1997. Glossary of ECDIS-Related Terms. IHO Special Publication n. 52.
- [141] IOC, 1985. Manual on Sea Level Measurement and Interpretation. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides (14). 83 pp.

- [142] IOC; 1994. Manual on Sea Level Measurements and Interpretacion. Volumen II: Emerging Technologies. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO Manual and Guides, n. 14.
- [143] IOC; 1997. Global Sea Level Observing System (GLOSS) implementation plan -1997. Intergovernmental Oceanographic Commission, Technical Series, n^o. 50, 91 pp.
- [144] IOC, 2000. Manual on Sea Level Measurements and Interpretacion. Volumen III: Reappraisals and Recommendations as of the year 2000. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO Manual and Guides, n. 14.
- [145] Iz, H.B.; Shum, C.K.; 2000. Mean sea level variation in the South China Sea from four decades of tidal records in Hong Kong. *Marine Geodesy*, n. 23, 221-233.
- [146] Kakkuri, J.; Poutanen, M.; 1997. Geodetic Determination of the Surface Topography of the Baltic Sea. *Marine Geodesy*, v. 20, 307-316.
- [147] Kantha, L.; 1995. Barotropic tides in the Global Oceans from a Nonlinear Tidal Model Assimilating Altimetric Tides. *J. Geophys. Res.*, v. 100, n. C12, 25283-25308.
- [148] Kantha, L.H.; 1998. Tides: a modern perspective. *Marine Geodesy*, v. 21, 275-297.
- [149] Kantha, L.; Tierney, C.; Lopez, J.W.; Desai, S.D.; Parke, M.E.; Drexler, L.; 1995. Barotropic tides in the Global Oceans from a Nonlinear Tidal Model Assimilating Altimetric Tides 2. Altimetric and Geophysical Implications. *J. Geophys. Res.*, v. 100, n. C12, 25309-25318.
- [150] Kattsov, V.M.; 1987. Lateral variability in the age of the diurnal tides in the ocean. *Oceanology*, v. 27, n. 5, 727-731.
- [151] Kearney, M.S., 2001. Late Holocene sea level variations. En "Sea Level Rise: History and Consequences", B.C. Douglas, M.S. Kearney, S.P. Leatherman (Ed.). *Int. Geophys. Series* n. 75, Associated Press.
- [152] Knauth, L.P, 1998. Salinity history of the Earth's early ocean. *Nature*, v. 395, 554-555.

- [153] Körtinger, A.; Rhein, M.; Mintrop, L.; 1999. Antropogenic CO₂ and CFCs in the North Atlantic Ocean. A comparison of man-made tracers. *Geophys. Res. Letters*, v. 26, n. 14, 2065-2068.
- [154] Lambeck, K.; 1988. *Geophysical geodesy : the slow deformations of the Earth*, Oxford, Clarendon Press, 718 pp.
- [155] Landau, L.; Ajjezer, A.; Lifshitz, E.M.; 1973. *Curso de Física General*. Ed. Mir, Moscú, 398 pp.
- [156] Landau, L.; Lifschitz, E.M.; 1985. *Mecánica de Fluidos* . Ed. Reverté, Barcelona, 623 pp.
- [157] Laplace, P.S.; 1775. “Reserches sur quelques points de systéme du monde” y “Mecanique Celeste”. Gauthier-Villars. Paris, 1878.
- [158] Lappo, S.S.; Likhcheva, O.N.; Skripnik, A.V.; 1979. The Inverse Barometer Problem. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, v. 244, 171-173.
- [159] Lecolazet, R.; 1956. Aplication a l’analyse des observations de la marée gravimetrique de la methode de H. et Y. Labrouste dite para combinaison lineaires d’ordennees. *Annales Geoph.*, v. 12, n. 11, 59-71.
- [160] Legrand, J.-P.; Le Goff, M.; Mazaudier, C.; 1990. On the climate changes and the sunspot activitiy during the XVIIth century. *Annales Geoph.*, v. 8, n. 10, 637-644.
- [161] Levitus, S. 1982. *Climatological Atlas of the World Ocean*. NOAA Prof. Pap. 13, 173 pp. US Gov. Print. Off., Washington D.C..
- [162] Lisitzin, E.; 1970. The Mean Sea Level and its Changes in Time and Space in the North Atlantic Ocean. Report on the Symposium on Coastal Geodesy. Munich.
- [163] Lisitzin, E.; 1974. *Sea-Level Changes*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 286 pp.
- [164] Malačić, V.; Orlič, M.; 1993. On the origin of the inverted-barometer effect at subinertial frequencies. *Il Nuovo Cimento*, v. 16C, n. 3, 265-288.
- [165] Marsh, J.G.; Martin, T.V.; 1982. The SEASAT Altimeter Mean Sea Surface Model. *J. Geophys. Res.*, v. 87, n. C5, 3269-3280.

- [166] Martínez Jiménez, E.; 1981. Elementos de Oceanografía. Ed. E. Martínez Jiménez, Vigo, 319 pp.
- [167] Martínez Jiménez, E.; 1978. Manual de Navegación, 6ª Edición. Ed. Librería San José, Vigo.
- [168] Mayr, H.G.; Mengel, J.R.; Chan, K.L.; Porter, H.S.; 1998. Seasonal variations of the diurnal tide induced by gravity wave filtering. *Geophys. Res. Letters*, v 25, n. 7, 943-946.
- [169] McNutt, M.; Menard, H.W.; 1978. Litospher flexure and uplifted atolls. *J. Geophys. Res.*, v. 83, 1206-1212.
- [170] Meade, R.H.; 1996. River-Sediment Inputs to Major Deltas. In “Sea-Level Rise and Coastal Subsidence”, J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [171] Meier, M.F.; 1983. Snow and Ice in a Changing Hydrological World. *Hydrol. Sc. J.*, v. 28, 3-22.
- [172] Meier, M.F.; 1990. Reduced rise in sea level. *Nature*, v. 343, 115-116.
- [173] Melchior, P.; 1966. *The Earth Tides*. Pergamon Press, Oxford.
- [174] Melchior, P.; 1983. *The Tides of the Planet Earth*. Pergamon Press, Oxford.
- [175] Melchior, P.; Ducarme, B.; Francis, O.; 1996. The response of the Earth to tidal body forces described by second- and third-degree spherical harmonics as derived from a 12 year series of measurements with the superconducting gravimeter GWT/T3 in Brussels. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 93, 223-238.
- [176] Memorandum of Understanding for the implementation of a European Concerted Research Action, designado como COST Action 40 “European Sea-Level Observing System (EOSS)”, documento COST/308/96.
- [177] Milliman, J.D.; Haq, B.U.; 1996. Sea-level rise and coastal subsidence: towards meaningful strategies. En “Sea-Level Rise and Coastal Subsidence”, J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- [178] Minster, J.F.; Cazenave, A., Serafini, Y.V.; Mercier, F.; Gennero, M.C.; Rogel, P.; 1999. Annual cycle in mean sea level from Topex-Poseidon and ERS-1: inference on the global hydrological cycle. *Global and Planetary Change*, v. 20, 57-66.
- [179] Mitchum, G.T.; 2000. An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion. *Marine Geodesy*, v. 23, 145-166.
- [180] Mitrovica, J.N.; Davis, J.L.; 1995. Present-day post-glacial sea level changes far from the Late Pleistocene ice sheets: Implications for recent analyses of tide gauge records. *Geophys. Res. Letters*, v. 22, 2529-2532.
- [181] Montgomery, R.B.; 1937. Fluctuations in monthly sea-level on eastern U.S. coast as related to dynamics of western North Atlantic. *J. Mar. Res.*, v. 1, 165-185.
- [182] Mörner, N.; 1986. Global neotectonics, arcs and geoid configuration. En "Origin of Arcs", F.-C. Wenzel (Ed.), 79-91, Elsevier, Amsterdam.
- [183] Mörner, N.; 2000. Sea Level Changes and Coastal Dynamics in the Indian Ocean. *Integrated Coastal Zone Management*, marzo 2000, 17-21.
- [184] Mörner, N.; 2000. Sea Level Changes in Western Europe. *Integrated Coastal Zone Management*, marzo 2000, 31-36.
- [185] Muir Wood, B.; 1992. Deglaciation seismotectonics. *Ann. Geophys.*, v. 10, suplemento C113.
- [186] Munk, W.H.; MacDonald, G.F.; 1960. *The Rotation of the Earth*. Cambridge Univ. Press. Londres.
- [187] Nakada, M.; 1986. Holocene sea levels in oceanic islands: implications for the rheological structure of the Earth's mantle. *Tectonophysics*, v. 121, 263-276.
- [188] Nakamura, S; 2000. Interannual Sea level variations and annual tides in the northwestern Pacific. *Marine Geodesy*, v. 23, 55-61.

- [189] Nerem, R.S.; Haines, B.J.; Hendriks, J.; Mister, J.F.; Mitchum, G.T.; White, W.B.; 1997. Improved determination of global mean sea level variations using TOPEX-POSEIDON altimeter data. *Geophys. Res. Letters*, v. 24, n. 11, 1331-1334.
- [190] Nerem, R.S.; Tapley, B.D.; Shum, C.K.; 1989. A general ocean circulation model determined in a simultaneous solution with the Earth's gravity field. En H. Stünkel, T. Baker (Ed.) "Sea surface topography an the geoid", 104 Symp. IAG, Springer Verlag.
- [191] Nerem, R.S.; Chambers, D.P.; Leuliette, E.W.; Mitchum, G.T.; Giese, B.S.; 1999. Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change. *Geophys. Res. Letters*, v. 26, n. 19, 3005-3008.
- [192] Neter, J.; Wassermann, W.; Kutner, M.H.; 1990. *Applied linear statistical models: regression, analysis of variance and experimental dessign*. 3^aEdición, Ed. Irwin, 1182 pp.
- [193] Newman, W.S.; Fairbridge, R.W.; 1986. The management of sea-level rise. *Nature*, v. 320, 319-321.
- [194] Nicholls, R.J.; Leatherman, S.P.; 1994. Global sea level rise. En "As climate changes: potencial impacts and implications", K. Strzepek, J.B. Smith (Ed.), Cambridge University Press, Cambridge.
- [195] Nomitsu, T.; Okamoto, M.; 1927. The causes of the annual variation of the mean sea level along the Japanese coast. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ. A*, v. 10, 125-161.
- [196] Nutalaya, P.; Yong, R.N.; Chumnankit, T.; Buapeng, S.; 1996. Land subsidense in Bangkok during 1978-1988. En "Sea-Level Rise and Coastal Subsidence", J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [197] Oerlemans, J; 1993. Possible changes in the mass balance of the Greenland an Antarctic ice sheets and their effects on sea level. En "Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications", R.A. Warrick, E.M. Barrow, T.M.L. Wigley (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- [198] Officer, C.B.; 1974. *Introduction to Theoretical Geophysics*. Springer Verlag, 284 pp.

- [199] Onselen, K.I., 2000. The influence of data quality on the detectability of sea-level height variations. NCG Publications on Geodesy, n. 49.
- [200] Otero, J.M.; 1989. Modelos econométricos y predicción de series temporales. Ed. AC, Madrid, 274 pp.
- [201] Pankratz, A.; 1991. Forecasting with dynamic regression models. John Willey and Sons, Nueva York, 386 pp.
- [202] Paskoff, R.; Hurst, H.; Rakov, F.; 1985. Position du la mer et déplacement de la ligne de rivage à Carthage (Tunisie) dan's l'Antiquité. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, v. 300, II (13), 613-618.
- [203] Pedlosky, J.; 1987. Geophysical Fluid Dynamics. 2ªEdición. Springer Verlag, Nueva York, 710 pp.
- [204] Pekeris, C.L.; Accad, Y.; 1969. Solution of Laplace's equation for the M2 tide in the world oceans. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 265, 413-436.
- [205] Peltier, W.R.; 1996. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. An analysis of data from the east coast of North America. Geophys. Res. Letters, v. 23, n. 7, 717-720.
- [206] Peltier, W.R.; 1998. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid Earth geophysics. Reviews of Geophysics, v. 36, n. 4, 603-689.
- [207] Peltier, W.R.; 1999. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. Global and Planetary Change, v. 20, 93-123.
- [208] Peña, D.; Tiao, G.C.; Tsay, R.S.; 2001. A course in time series analysis. John Willey and Sons, Nueva York, 460 pp
- [209] Peña. D.; Sánchez de Rivera; 1995. Estadística: Modelos y Métodos, 2. Modelos lineales y series temporales. 2ªedición. Alianza Universidad, Madrid, 745 pp.
- [210] Petit-Marie, N.; 1986. Paleoclimatics in the Sahara of Mali. Episodes n. 9 (1), 7-16.
- [211] Phillips, O.M.; 1977, The Dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press, Cambridge.

- [212] Pickard, G.L.; Emery, W.J.; 1982. Descriptive Physical Oceanography. 4^aEdición. Ed. Pergamon Press. Oxford.
- [213] Pirazzoli, P.A.; 1986. Secular trends of relative sea-level (RSL) indicated by tide gauge records. *J. Coastal Res. Spec. Issue 1*, 1-26.
- [214] Pirazzoli, P.A.; 1996. *Sea Level Changes: the Last 20000 Years*. Ed. John Wiley and Sons, Chichester, 211 pp.
- [215] Pirazzoli, P.A.; Laborel, S.C.; 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *J. Geophys. Res.* v. 101, n. B3, 6083-6097.
- [216] Plag, H.P.; 1984. Water level changes along the norwegian coast. *Marine Geophysical Researches*, n. 7, 283-297.
- [217] Plag, H.P.; 1985. Temporal Variations of Ocean Tides. *Proc. of the Xth Int. Symp. Earth Tides*, Madrid, 595-608.
- [218] Plag, H.P.; 1993. The “sea level rise” problem: an assessment of methods and data. En: *Proc. Int. Coastal Congr., Kiel 1992*, 714-732.
- [219] Plag, H.-P.; Engen, B.; Clark, T.A.; Degnan, J.J.; Richter, B.; 1998. Post-glacial rebound and present-day three-dimensional deformations. *J. Geodynamics*, v. 25, n. 3-4, 263-301.
- [220] Plag, H.-P.; Tsimplis, M.N.; 1999. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. *Global and Planetary Change*, v. 20, 173-203.
- [221] Ponte, R.M.; Salstein, D.; Rosen, D.; 1991. Sea level response to pressure in a barotropic numerical model. *J. Phys. Ocean.*, v. 21, 1043-1057.
- [222] Ponte, R.M.; 1992. The sea level response of a stratified ocean to barometric pressure forcing. *J. Phys. Ocean.*, v. 22, 109-113.
- [223] Ponte, R.M.; 1993. Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 18, 209-234.

- [224] Ponte, R.M.; 1994. Understanding the relation between wind- and pressure-driven sea level variability. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C4, 8033-8039.
- [225] Ponte, R.M.; 1997. Oceanic excitation of daily to seasonal signals in Earth rotation: results from a constant-density numerical model. *Geophys. J. Int.*, v. 130, 469-474.
- [226] Ponte, R.M.; Gaspar, P.; 1999. Regional analysis of the inverted barometer effect over the global ocean using Topex/Poseidon data and model results. *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. C7, 15587-15601.
- [227] Poutanen, M.; Kakkuri, J.; 2000. The sea surface of the Baltic - a result from the Baltic Sea Level Project (IAG SSC 8.1) En Schwarz (Ed.), "Geodesy beyond 2000 - The challenges of the first decade". 121 IAG Symposia, 289-294, Springer Verlag.
- [228] Press, W.H.; Teukolsky, S.A.; Vetterling, W.T.; Flannery, B.P.; 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN*. Cambridge University Press, Cambridge, 963 pp.
- [229] Proudman, J.; 1953. *Dynamical Oceanography*. Methuen and Co., London, 409 pp.
- [230] Le Provost, C.; 1990. Niveau de la mer et techniques satellitaires. *Proceedings of the Space & Sea Colloquium*. 227-232, Paris.
- [231] Le Provost, C.; Genco, M.L.; Lyard, F.; Vicent, P.; Canceil, P.; 1994. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *J. Geophys. Res.*, v. 99, n. C12, 24777-24797.
- [232] Le Provost, C.; Bennett, A.F.; Cartwright, D.E.; 1995. Ocean tides from and from Topex/Poseidon. *Science*, v. 267(5198), 639642.
- [233] Le Provost, C., Lyard, F.; Molines, J.-M.; Genco, M.L.; 1998. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. C3, 5513-5530.
- [234] Pugh, D.T.; 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. Ed. Wiley, Chichester, 472 pp.
- [235] Raicich, F.; Crisciani, F.; 1999. Time variability of atmospheric and marine parameters over the Adriatic region. *Il Nuovo Cimento*, v. 22C, n. 2, 181-189.

- [236] Raper, S.C.B, Wigley, T.M.E., Warrick, R.A.; 1996. Global Sea-Level Rise: Past and Future. En “Sea-Level Rise and Coastal Subsidence”, J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [237] Rapp, R.H.; 1973. The Geoid: Definition and Determination. 4th GEOP Research Conference on the Geoid and Ocean Surface. Boulder, Colorado.
- [238] Rinner, K.; 1993. Marine Geodesy and its future. Física de la Tierra n. 5, 11-60.
- [239] Ríos, S.; 1967. Métodos estadísticos. Ed. del Castillo, Madrid, 498 pp.
- [240] Robinson, A.R.; 1964. Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. J. Geophys. Res., v. 69, n. 2, 367-368.
- [241] Roden, G.I.; Rossby, T.; 1999. Early Swedish Contribution to Oceanography: Nils Gissler (1715-71) and the Inverted Barometer Effect. Bull. Am. Meteo. Soc., v. 80, 675-682.
- [242] Rodríguez Velasco, G.; 1999. Estudios sobre geoides terrestres y marinos. Tesis doctoral. Madrid. 319 pp.
- [243] Ronde, J.G. de; 1996. Man-made projects and relative sea-level rise. En “Sea-Level Rise and Coastal Subsidence”, J.D. Milliman, B.U. Haq (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- [244] Roosbeek, F.; Dehant, V.; 1994. Development of the tide generating potential with Mathematica. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 119, 8753-8765.
- [245] Roosbeek; Dehant, V.; 1994. About the pseudo-new periodic waves in the tide generating potential based on an analytical method. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 120, 9002–9004.
- [246] Roosbeek, F; 1994. Earth’s flattening and nutations in obliquity effects on a tide generating potential. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 120, 9005–9018.
- [247] Roosbeek, F; 1996. RATGP95: a harmonic development of the tide-generating potential using an analytical method. Geophys. J. Int., n. 126, 197-204.

- [248] Rosen, D.S.; 1999. Update on the status of the MedGLOSS sea-level pilot network. Conferencia MedGOOS sobre "Benefits of the Implementation of GOOS in the Mediterranean Region". Marruecos, 1-3 noviembre.
- [249] Rossiter, J.R.; 1967. Mean Sea level. En Runcorn, K. (Ed.), International Dictionary of Geophysics. Pergamos Press., Oxford.
- [250] Ruddiman, W.F., Raymo, M.E.; 1988. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonics connections. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B, v. 318, 411-430.
- [251] Ruiz Cañavate, A.; 1984. Introducción a la Oceanografía. Ed. A. Ruiz Cañavate, San Fernando, 176 pp.
- [252] Russell, J.S.; 1845. Rep. 14th Meet. Br. Assoc. Adv. Sci. York. John Murray, Londres, 311-90.
- [253] Sánchez Reus, G.; Zabaleta Vidales, C.; 1982. Curso de Meteorología y Oceanografía. Ed. Dirección General de la Marina Mercante, Madrid, 498 pp.
- [254] Sanli, D.U.; Blewitt, G.; 2001. Geocentric sea level trend using GPS and >100 year tide gauge record on a postglacial rebound nodal line. J. Geophys. Res., v. 106, n. B1, 713-719.
- [255] Sato, T.; Tamura, Y.; Kikuchi, N.; Naito, I.; 1991. Barometric pressure effects on the gravity measurements. Bull. d'Inf. Marées Terrestres, n. 110, 8031.
- [256] Schüller, K; 1977. Standard tidal analysis and its modification by frequency domain convolution. Proc. VIIIth Int. Sym. Earth Tides, Bonn.
- [257] Schüller, K; 1977. Tidal analysis by the hybrid least squares domain convolution method. Proc. VIIIth Int. Sym. Earth Tides, Bonn.
- [258] Schüller, K; 1986. Simultaneous tidal and multi-channel input analysis as implemented in the HYCON-method. Proc. Xth Int. Sym. Earth Tides, Madrid, 515-520.

- [259] Schwahn, W.; 1999. The separation of the tides M_3 y S_3 by appropriate wave groups formation with regard to modern potential developments -Argument for establishing a wave group S_3 -. Bull. d'Inf. Marées Terrestres, n. 131, 10129-10139.
- [260] Schwiderski, E.W.; 1978. Global Ocean Tides; Part I: a detailed hydrodynamical Interpolation Model. NSWC/DL TR-3866.
- [261] Schwiderski, E.W.; 1980. Ocean Tides, Part I: Global Ocean Tidal Equations. Marine Geodesy, v. 3, 161.
- [262] Schwiderski, E.W.; 1980. Ocean Tides, Part II: A Hydrodynamical Interpolation Model. Marine Geodesy, v 3, 219.
- [263] Schwiderski, E.W.; 1980. On Charting Global Ocean Tides. Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 18, n. 1, 243-268.
- [264] Schwiderski, E.W.; 1982. Ocean Tidal Research and its Applications Highlighted to Promote Worldwide Cooperation. NSWC/K14.
- [265] Sevilla, M.J.; 1977. Cálculo de las componentes de la fuerza de marea teórica. Desviaciones de la vertical y marea del Geoide. II Asamblea Nacional de Astronomía y Astrofísica. San Fernando (Cádiz).
- [266] Sevilla, M.J.; 1979. Inversión de Matrices Simétricas en el Método de Mínimos Cuadrados. Publ. 106. Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM), Madrid.
- [267] Sevilla, M.J.; 1990. Adjustment of the first order gravity net in the Iberian Peninsula. Publ. 180. Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM), Madrid.
- [268] Sevilla, M.J.; Vieira, R.; Torge, W.; 1988. Mareas terrestres; Fundamentos, métodos y problemas de la gravimetría. V Curso de Geodesia Superior. Instituto de Astronomía y Geodesia. CSIC-UCM, Madrid, 302 pp.
- [269] Sevilla, M.J.; Romero, P.; 1989. Compensación de Redes de Nivelación Trigonométrica. Publ. 177. Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM), Madrid.

- [270] Shum, C. K., P. L. Woodworth, O. B. Andersen, G. Egbert, O. Francis, C. King, S. Klosko, C. Le Provost, X. Li, J. Molines, M. Parke, R. Ray, M. Schlax, D. Stammer, C. Tierney, P. Vincent, and C. Wunsch, 1997: Accuracy assessment of recent ocean tide models. *J. Geophys. Res.*, v. 102, n. C11, 25173-25194.
- [271] Slunga, F.; 1989. Focal mechanism and crustal stress in the Baltic Shield. En “Earthquakes at North Atlantic Passive Margin: Neotectonics and Postglacial Rebound”, S. Gregersen, P.W. Basham (Ed.), 261-276, Kluwer Academic Publisher, Dordrech.
- [272] Simon, D.; Fleischer, W.; 1990. On air pressure induced vertical displacements of the Earth surface. *Bull. d’Inf. Mareés Terrestres*, n. 106, 7545-7556.
- [273] Small, E.; 1999. Does global cooling reduce relief?. *Nature*, v. 401, 31-33.
- [274] Smithson, M.; 1997. Tides, Equilibrium Potential and Harmonic Analysis. Apuntes del curso Sea Level Changes on Micro to Macro Time Scales: Measurements, Modelling, Interpretation and Application, celebrado en Kos (Grecia).
- [275] Spencer, N.E.; Woodworth, P.L.; 1993. Data holdings of the Permanent Service for Mean Sea Level. Technical Report, Permanent Service for Mean Sea Level, Bidston, Reino Unido, 81 pp.
- [276] Spencer, N.E.; Woodworth, P.L.; Pugh, D.T. 1988. Ancillary time series of mean sea level measurements. Bidston, Birkenhead: Permanent Service for Mean Sea Level. 69 pp & apéndices.
- [277] Stam, J.-M.; 1997. Applications: Coastal Zone Management and Impacts of Sea-Level rise. Apuntes del curso Sea Level Changes on Micro to Macro Time Scales: Measurements, Modelling, Interpretation and Application, celebrado en Kos (Grecia).
- [278] Stammer, D.; Wunsch, C.; Ponte, R.M.; 2000. De-Aliasing of Global High Frequency Barotropic Motions in Altimeter Observations. *Geophy. Res. Letters*, v. 27, n. 8, 1175-1178.
- [279] Steward, I.S.; Hancock, P.L.; 1993. Neotectonics. En: Hancock; P.L. (Ed.), “Continental Deformation”. Pergamon Press, Oxford, 370-409.

- [280] Stoker, J.J.; 1957. Water waves : the mathematical theory with applications. Ed. Inter-sciences.
- [281] Suess, E.; 1925. La faz de la Tierra, Tomo II. Imp. Ramona Velasco, Madrid. Traducción de “Das Anlitz der Erde”, 1885, Viena.
- [282] Sukhwani, P.K.; Vieira, R.; 1978. Spectral Analysis of Earth Tides. Proc. of the VIIIth Int. Symp. Earth Tides, Bonn, 50-65.
- [283] Stigler, M.S.; 1998. The History of Statistics. The measurements of Uncertainty before 1900. 17^a edición. Belknap Press, Cambridge, Massachusetts.
- [284] Tamura, Y.; 1987. A harmonic development of the tide-generating potencial for the epoch J2000.0. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 99, 6786-6812.
- [285] Taton, R. (Ed.), 1971. Historia General de las Ciencias, Ed. Destino, Barcelona.
- [286] Tejedor, B.; 1991. Fenómenos dinámicos de interacción atmósfera-océano. Tesis doctoral, Las Palmas de Gran Canaria. 289 pp.
- [287] The Geoid and Ocean Surface, 1973. Report on the 4th GEOP Research Conference. Boulder, Colorado.
- [288] Torge, W.; 1980. Geodesy, an introduction. Ed. De Gruyter, Berlín.
- [289] de Toro, C.; Vieira, R.; 1988. Variaciones periódicas de la gravedad observada en la Facultad de Ciencias Físicas de Oviedo. Pubs. IAG 166, 7-10. CSIC-UCM. Madrid.
- [290] de Toro, C.; 1989. Determinación y evaluación de las variaciones periódicas de la gravedad y de las desviaciones de la vertical en la Península Ibérica producidas por las mareas oceánicas. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 378 pp.
- [291] de Toro, C.; Venedikov, A.P.; Vieira, R.; 1990. Determination of some particular waves in the Earth Tide data. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 106, 7511-7521.
- [292] de Toro, C.; Venedikov, A.P.; Vieira, R.; 1993. A new method for Earth tide data analysis. Bull. d’Inf. Marées Terrestres, n. 116, 8557-8586.

- [293] de Toro, C.; Vieira, R.; Sevilla, M.J.; 1993. Ocean Tidal models of M2 and S2 constituents for the western and central Mediterranean Sea. *Mare Nostrum* 3. DIIAR, Pol. Milano, 102-125.
- [294] de Toro, C.; Vieira, R.; Sevilla, M.J.; 1994. Tidal models of the Mediterranean Sea. *Mare Nostrum* 4. Dep. Geodesy and Surveying. Univ. Thessaloniki, 115-131.
- [295] de Toro, C.; Vieira, R.; Sevilla, M.J.; 1995. Tidal Models of the Mediterranean Sea. Main diurnal and semidiurnal constituents. En H. Sünkel, I. Marson (Ed.) "Gravity and Geoid", 113 Symp. IAG, 630-639. Ed. Springer.
- [296] Tsimplis, M.N.; Spencer, N.E.; 1997. Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterrenean and the Black Sea. *J. Coastal Res.*, v. 13, 534-544.
- [297] Tsimplis, M.N.; Baker, T.F.; 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes?. *Geophys. Res. Letters*, v. 27, n. 12, 1731-1734.
- [298] Tushingham, A.M.; Peltier, W.R.; 1991. ICE 3-G: A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post glacial relative sea level change. *J. Geophys. Res.*, v. 96, 4479-4523.
- [299] Udías, A.; Mezcuá, J.; 1997. *Fundamentos de Geofísica*. Alianza Ed., Madrid, 476 pp.
- [300] UNESCO, 1971. Scientific framework of world water balance. *Technical Papers Hydrology*, n. 7, 27 pp.
- [301] Usandivaras, J.C.; Ducarme, B.; 1969. Analyse des enrégistrement de marée terrestre par la methode des moindres carres. *Obs. Roy. Belg. Comm. Ser. B no. 45, S: Geoph.* 95, 560-569.
- [302] Vail, P.R.; Mitchum Jr, R.M.; Thompson III, S.; 1977. Global cycles of relative changes of sea level. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, 83-97.
- [303] vanDam, T.M.; Wahr, J.; 1993. The atmospheric load response of the ocean determined using Geosat altimeter data. *Geophys. J. Int.*, v. 113, 1-16.

- [304] vanDam, T.M.; Wahr, J.; Chao, Y.; Leuliette, E.; 1997. Predictions of crustal deformation and of geoid and sea-level variability caused oceanic and atmospheric loading. *Geophys. J. Int.*, v. 129, 507-517.
- [305] Vaníček, P.; 1978. To the problem of noise reduction in sea-level records used in vertical crustal movement detection. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 17, 265-280.
- [306] Venedikov, A.P.; 1966. Une methode pour l'analyse des marées terrestres a partir d'enregistrements de longueur arbitraire. *Obs. Roy. Belg. Comm. Ser. B n. 25, S: Geoph.* 71, 437-459.
- [307] Venedikov, A.P.; 1984. Analyse des enregistrements de marées terrestres. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 96, 6490-6538.
- [308] Venedikov, A.P.; 1989. A model for the study of the effects of the air pressure on the earth tide data. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 103, 7263-7273.
- [309] Venedikov, A.P.; 1991. A model for the study of the effects of the air pressure on the earth tide data. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 103. 7263-7273.
- [310] Venedikov, A.P.; Vieira, R.; de Toro, C.; 1995. The Computer Program NSV used in Madrid for Tidal Data Processing. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 121, 9108-9126.
- [311] Venedikov, A.P.; Vieira, R.; de Toro, C.; Arnosó, J.; 1997. A new Program Developed in Madrid for Tidal Data Processing. Publ. 189. Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM). Madrid, *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 126, 9669-9704.
- [312] Venedikov, A.P.; Vieira, R.; de Toro, C.; 1997. On the Determination of the D and SD Earth Tides generated by the Tidal Potential of the Third Order. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 126, 9635-9637.
- [313] Vieira, R.; 1984. Investigaciones sobre mareas terrestres en la Península Ibérica. Aplicaciones geodésicas, geofísicas y oceanográficas. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

- [314] Vieira, R.; Fernández, J.; de Toro, C.; Camacho, A.G.; 1991. Structural and oceanic effects in the gravimetric tide observations in Lanzatore (Canary Islands). Proc. XIth Int. Symp. Earth Tides, 217-230.
- [315] Vieira, R.; de Toro, C.; Sukhwani, P.K.; 1983. Ocean effects on gravity tides in the Iberian Peninsula. In K. Kakkuri, "Proc. IXth Int. Symp. Earth Tides", 431-439.
- [316] Vieira, R.; de Toro, C.; Fernández, J.; 1986. Ocean tide in the nearby of the Iberian Peninsula. Part II: S2 Iberia Map. In R. Vieira, "Proc. Xth Int. Symp. Earth Tides", 697-706.
- [317] Vieira, R.; de Toro, C.; Megias, E.; 1986. Ocean tide in the nearby of the Iberian Peninsula. Part I: M2 Iberia Map. In R. Vieira, "Proc. Xth Int. Symp. Earth Tides", 679-697.
- [318] Vieira, R.; de Toro, C.; 1992. Ocean tide Charts in the Mediterranean Sea. Mare Nostrum 2, IAG (CSIC-UCM) Madrid, 55-74.
- [319] Vignudelli, S.; Gasparini, G.P.; Astraldi, M.; Schiano, M.E.; 1999. A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea. Geophys. Res. Letters, v. 26, n. 5, 623-626.
- [320] Vita-Finzi, C.; 1986. Recent Earth Movements. Academic Press, Londres, 226 pp.
- [321] Vocabulario Científico y Técnico de la Real Academia de CC. Exactas, Físicas y Naturales, 1996. Ed. Espasa.
- [322] Wahr, J.M.; 1981. Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless Earth. Geophys. Jour. Royal Astron. Soc., n°48, 281-292.
- [323] Walcott, R.I.; 1974. Recent and Late Quaternary Changes in Water Level. Seventh GEOP Research Conference, Ohio State University, 117-127.
- [324] Wang, J.; Cheng, R.T.; Smith, P.C.; 1997. Seasonal Sea-level variations in san Francisco Bay in Response to Atmospheric Forcing, 1980. Estuarine, Coastal and Shelf Science, n. 45, 39-52.

- [325] Warburton, R.J.; Goodkind, J.M.; 1977. The influence of barometric pressure variations on gravity. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 48, 212-292.
- [326] Warrick, R.; Oerlemans, J.; 1990. Sea level rise. En "Climate Change - The IPCC Scientific Assessment", J.T. Houghton, G.J. Jenkins, J.J. Ephraums (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- [327] Webb, D.J.; 1973. On the age of the semidiurnal tide. *Deep-Sea Res.*, v. 20, 847-852.
- [328] Webb, D.J.; 1973. Tidal resonances in the Coral Sea. *Nature*, v. 243, 5409.
- [329] Wemelsfelder, P.J.; 1970. Sea Level Observations as a fact and as an illusion. Report on the Symposium on Coastal Geodesy. Munich, 65-79.
- [330] Weng, W.; Neelin, J.D.; 1998. On the role of ocean-atmosphere interaction in midlatitude interdecadal variability. *Geophys. Res. Letters*, v. 25, n. 2, 167-170.
- [331] Wenzel, H.-G.; 1993. Tidal data processing on a personal computer. *Proc. XIIth Int. Sym. Earth Tides*, Beijing, 235-244.
- [332] Wenzel, H.-G.; 1996. The nanogal software: Earth tide data processing package Eterna 3.30. *Bull. d'Inf. Marées Terrestres*, n. 124, 9425-9439.
- [333] Wigley, T.M.E., Raper, S.C.B; 1993. Future changes in global mean temperatura and sea level. En "Climate and Sea-Level Change", R.A. Warrick, E.M. Barrow, T.M.L. Wigley (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- [334] Woodworth, P.L.; 1987. Trends in U.K. Mean Sea Level. *Marine Geodesy*, v.11, 57-87.
- [335] Woodworth, P.L.; 1999. High Waters at Liverpool since 1768: the UK's Longest Sea Level Record. *Geophys. Res. Letters.*, v. 26, n. 11, 1587-1592.
- [336] Woodworth, P.L.; Tsimplis, M.N.; Flather, R.A.; Shennan, I.; 1999. A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophys. J. Int.*, v. 136, 651-670.
- [337] Wu, P.; Hasegawa, H.S.; 1996. Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to realistic load: a preliminary analysis. *Geophys. J. Int.*, v. 127, 215-229.

- [338] Wunsch, C.; 1972. Bermuda sea level in relation with tides, weather and baroclinic fluctuations. *Rev. Geophys.*, v. 10, 1-49.
- [339] Wunsch, C.; Stammer, D.; 1997. Atmospheric Loading and the Ocean “Inverted Barometer” Effect. *Rev. Geophys.*, v. 31, n. 1, 79-107.
- [340] Xi, Q.; 1985. The Algebraic Deduction of the Harmonic Development for the Tide-generating Potential with the IBM-PC. *Proc. of the Xth Int. Symp. Earth Tides, Madrid*, 481-489.
- [341] Xi, Q.; 1987. A New Complete Development of the Tide-generating Potential for the Epoch J2000.0. *Bull. d’Inf. Marées Terrestres*, n. 99, 6780-6812.
- [342] Xi, Q.; 1989. The precision of the Development of the Tide-generating Potential and some explanatory notes. *Bull. d’Inf. Marées Terrestres*, n. 105, 7396-7404.
- [343] Xi, Q.; 1999. Some Remarks on the Recent Tidal Potentials. *Bull. d’Inf. Marées Terrestres*, n. 131, 10225-10229.
- [344] Yokoyama, Y.; Lambeck, K.; De Deckker, P.; Johnston, P.; Fifield, L.K.; 2000. Timing the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, v. 406, 713-716.
- [345] Zahel, W.; 1977. A global hydrodynamic numerical model of the ocean tide. The oscillation system of the M2 tide and its distribution of energy dissipation. *Annales de Géophysique*. n. 1-2, 24-31.
- [346] Zahran, K.; 2000. Accuracy assessment of ocean tide loading computations for precise geodetic observations. *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*.
- [347] Zerbini, S.; Plag, H.-P.; Baker, T.; Backer, M.; Billiris, H.M Bürki, B.; Kahle, H.-G.; Marson, I.; Pezzoli, L.; Richter, B.; Romagnoli, C.; Sztobryn, M.; Tomasi, P.; Tsimplis, M.; Veis, G.; Verrone, G.; 1996. Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations. *Global and Planetary Change*, v. 14, 1-48.

- [348] Zerbini, S.; Baker, T.; Negusini, M.; Plag, H.-P.; Romagnoli, C.; 1998. Height Variations and secular changes in sea level. *J. Geodynamics*, v. 25, n. 3-4, 241-262.
- [349] Zür, W.; Wilhelm, H.; 1984. Tides of the Solid Earth. section 2.5 in *Landolt-Börnstein: New series* (Ed. Hellwege), v. 2. Geophysics of the Solid Earth, the Moon and the Planets. Springer Verlag, Berlin.