



FACULTAD DE FÍSICA
Grado en Física
Curso académico 2020-2021

Trabajo de Fin de Grado

**VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LA
COSTA MEDITERRÁNEA ESPAÑOLA**

Autora: Ana García García

Tutores: Manolo Vargas Yáñez

Josefa María Borrego Moro

INDICE

1. ABSTRACT.....	3
2. INTRODUCCIÓN	4
3. PROCESOS FÍSICOS QUE AFECTAN AL NIVEL DEL MAR.....	6
4. DATOS.....	14
4.1. DATOS DEL NIVEL DEL MAR	14
4.2. DATOS ATMOSFÉRICOS	17
4.3. DATOS DE TEMPERATURA Y SALINIDAD DEL MAR.	18
5. MÉTODO.....	20
5.1. CICLOS ESTACIONALES Y RECONSTRUCCIÓN DE SERIES TEMPORALES DEL NIVEL DEL MAR.	20
5.2. CÁLCULO DE TENDENCIAS DE NIVEL DEL MAR	29
5.3. CICLOS ESTACIONALES Y TENDENCIAS DE VARIABLES ATMOSFÉRICAS Y CONTRIBUCIÓN ESTÉRICA.	30
5.4. RELACIÓN ENTRE NIVEL DEL MAR Y VARIABLES ATMOSFÉRICAS Y NIVEL ESTÉRICO.....	30
6. RESULTADOS	34
6.1. CICLOS ESTACIONALES Y TENDENCIAS DE NIVEL DEL MAR.....	34
6.2. RELACIÓN ENTRE EL NIVEL DEL MAR Y EL FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO Y EL NIVEL ESTÉRICO.	37
7. RESUMEN Y CONCLUSIONES.....	42
8. BIBLIOGRAFÍA	44
ANEXO: SCRIPTS MATLAB	45
REGRESIÓN LINEAL.....	45
REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE	47
- REGRESIÓN LINEAL MULTIPLE: INTERCEP 0.....	47
- REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE: INTERCEP1.....	49
STEP-WISE REGRESSION	52

1. ABSTRACT

The main goal of this project is to study the sea level fluctuations within the Spanish Mediterranean Coast and The Gulf of Cádiz, by analyzing the sea level trends and inter-annual variability in Cádiz, Tarifa, Algeciras, Ceuta, Málaga, Alicante and L'Estartit during, at least, the last thirty years.

Gaps within sea level time series have been filled using a linear regression on nearby locations. Then, a statistical linear model has been used to establish the relationship between sea level and those factors that could have some influence on it. Finally, it has been estimated how each factor has contributed to the long-term variability of sea level.

En este trabajo se realizará un estudio sobre la variación del nivel del mar en la costa Mediterránea española y el Golfo de Cádiz. Para ello se estudiarán las tendencias y la variabilidad interanual del nivel del mar en Cádiz, Tarifa, Algeciras, Ceuta, Málaga, Alicante y L'Estartit durante, al menos, los últimos treinta años.

Los huecos en las series temporales del nivel del mar han sido rellenados mediante regresión lineal sobre localidades cercanas. Se ha utilizado un modelo estadístico lineal para establecer la relación entre el nivel del mar y aquellos factores que pudieran influir en su variabilidad. Finalmente, se ha establecido en qué medida ha contribuido cada uno de esos factores en las tendencias a largo plazo del nivel del mar.

2. INTRODUCCIÓN

Desde la segunda mitad del siglo XIX, y sobre todo, a lo largo del siglo XX y lo que llevamos del presente siglo, la temperatura global del planeta ha sufrido un continuo ascenso producido, principalmente, por el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero derivadas de la utilización de combustibles fósiles. Este proceso conocido como Cambio Climático o Cambio Global afecta gravemente a los ecosistemas del planeta, así como a los recursos y la seguridad de los seres humanos. Uno de los efectos más claros que se derivan de este calentamiento global es el ascenso del nivel del mar.

Entre las consecuencias negativas de esta subida paulatina y constante del nivel del mar a lo largo del tiempo se encuentran las posibles variaciones en las líneas de costa, así como una mayor frecuencia y gravedad de fenómenos extremos (marejadas ciclónicas o mareas de tormenta). Además, pueden verse afectados numerosos ecosistemas y recursos costeros.

A una escala global, el nivel del mar del planeta subió entre 16 y 20cm desde finales del siglo XIX (Oppenheimer et al., 2019). Sin embargo, dicho ritmo se ha acelerado multiplicándose por más de dos desde principios de la década de los 90 del pasado siglo (Church and White, 2011). Si consideramos esta escala global o planetaria, las principales causas del ascenso del nivel del mar son el incremento de la masa de agua que se encuentra en forma líquida en el planeta, debido a la fusión de las masas de hielo continentales (principalmente las correspondientes a la Antártida y Groenlandia (Rignot et al., 2019), así como el aumento del volumen del agua de los océanos asociado a la dilatación térmica de dichas aguas (Oppenheimer et al., 2019).

Sin embargo, no son las variaciones del nivel global del mar, sino las variaciones locales las que tienen un mayor impacto sobre los ecosistemas costeros, así como sobre la línea de costa y las construcciones e infraestructuras situadas a lo largo de ella. Como se mostrará en el epígrafe siguiente, las causas que pueden alterar el nivel del mar observado sobre la costa son muy variadas. En este trabajo se pretende describir los procesos físicos responsables de estas variaciones locales. Posteriormente, se analizarán series temporales de datos

de nivel del mar de varias localidades que cubren el Golfo de Cádiz y la costa mediterránea española y se hará una estimación de los cambios observados a largo plazo. Así mismo, se analizarán los cambios sufridos por los diversos factores que potencialmente pueden afectar al nivel del mar. Finalmente, a través de un modelo estadístico, se tratará de identificar qué factores han contribuido a los cambios observados.

3. PROCESOS FÍSICOS QUE AFECTAN AL NIVEL DEL MAR

Para una cierta región del océano, el nivel del mar puede variar fundamentalmente debido a cambios en la masa de agua que ocupa dicha región, o a cambios en la densidad de dicha agua. Los cambios en la masa de agua pueden ser globales, es decir, pueden tratarse de la masa total de agua contenida en los océanos del planeta, lo que estaría ligado a la fusión de las masas de hielo continentales, o bien pueden tratarse simplemente de una redistribución de la masa de agua. En este segundo caso el aumento de una cierta región debe llevar aparejado el descenso en otra, de tal forma, que la masa de agua líquida total del planeta no se vea alterada. Este segundo tipo de cambios están producidos por variaciones de la presión atmosférica, dirección e intensidad de los vientos o cambios locales en las corrientes marinas y, aunque, como ya hemos dicho, no tienen un efecto global, pueden producir importantes alteraciones a nivel local.

Para abordar en detalle el estudio de los factores que afectan al nivel del mar consideraremos una columna de agua de área A que se extiende entre la superficie y el fondo del mar, tal y como se esquematiza en la figura 1 (una amplia revisión de estos procesos puede consultarse en Jordà & Gomis, 2013a). Consideramos el eje vertical Z positivo hacia arriba y con su origen en un cierto valor medio de la posición de la superficie libre, calculado sobre un periodo de tiempo suficientemente largo. La coordenada z de la superficie del mar (en contacto con la atmósfera) viene dada por el valor η , el cual dependerá del tiempo y lo consideraremos positivo cuando se sitúe por encima del nivel medio, y negativo cuando esté por debajo de él. Igualmente denominamos $-H$ a la coordenada z del fondo del mar.

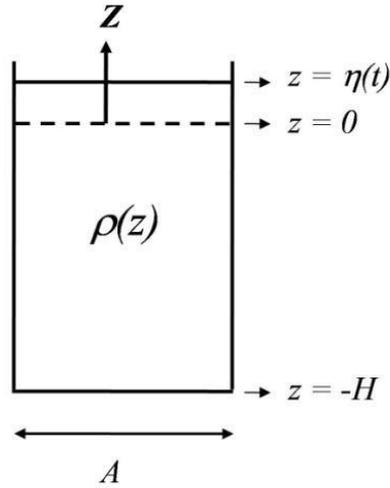


Figura 1. Esquema de una columna de agua.

La densidad del agua del mar se denota como ρ , y en general, dependerá de la profundidad y del tiempo. La masa de agua contenida en esta columna de agua en un instante determinado, M , viene dada por la integral:

$$M = A \int_{-H}^{\eta} \rho(z) dz \quad (1)$$

M puede depender del tiempo. Estas variaciones pueden deberse a que aumente el nivel del mar, manteniéndose constante la densidad, o bien a que varíe la densidad del agua que se sitúa sobre la superficie A . Así mismo, las posibles variaciones de la densidad del agua pueden depender de la profundidad: $\Delta\rho(z)$. A partir de (1), y usando la regla de Leibniz, el incremento experimentado por dicha masa en un instante cualquiera respecto de un instante inicial puede expresarse como:

$$\Delta M = A \int_{-H}^{\eta} \Delta\rho(z) dz + A\rho(z = \eta)\Delta\eta - A\rho(z = -H)\Delta H \quad (2)$$

La posición del fondo del mar no varía, por lo que el último término del miembro de la derecha de (2) es igual a cero, y la expresión anterior puede escribirse como:

$$\Delta M = A \int_{-H}^{\eta} \Delta \rho(z) dz + A \rho(z = \eta) \Delta \eta \quad (3)$$

Despejando la variación del nivel del mar:

$$\Delta \eta = \frac{\Delta M}{A \rho(z = \eta)} - \frac{1}{\rho(z = \eta)} \int_{-H}^{\eta} \Delta \rho(z) dz \quad (4)$$

El primer término del miembro de la derecha en la expresión (4) representa los cambios del nivel del mar debidos a las variaciones de la masa total que contiene la columna de agua, mientras que el segundo término representa las variaciones ocasionadas por los cambios de densidad, denominados también, cambios de nivel estérico.

Para entender mejor el origen de estos términos consideremos la figura 2A en la que se muestran dos puntos de la superficie del mar sometidos a diferentes valores de la presión atmosférica (P_a), siendo ésta mayor en el punto 1. Si consideramos una situación de equilibrio (en ausencia de corrientes), dos puntos inmediatamente por debajo de la superficie, y con valores iguales de geopotencial deben estar sometidos a la misma presión total. Es decir, dicho equilibrio exige que $P(1) = P(2)$. Por tanto:

$$P_a(1) + \rho g \eta(1) = P_a(2) + \rho g \eta(2) \quad (5)$$

Hemos tomado el origen del eje z en la posición de la superficie del mar en el punto 1, de tal forma que la expresión (5) puede escribirse de la forma:

$$\eta(2) = \frac{P_a(1) - P_a(2)}{\rho g} \quad (6)$$

Como $P_a(1) > P_a(2)$, el valor de $\eta(2)$ es positivo, es decir, el nivel del mar se eleva donde la presión atmosférica es menor. Este fenómeno se denomina efecto de barómetro inverso. De forma muy simple, y tan solo para tener una idea de los órdenes de magnitud de los que estamos hablando, si tomamos la densidad del agua y la gravedad como 1000 kg/m^3 y 10 m/s^2 respectivamente, obtenemos que un descenso de un milibar en la presión atmosférica corresponde a un ascenso de 1 cm del nivel del mar, y viceversa,

un aumento de un milibar de la presión atmosférica corresponde a un descenso de un centímetro.

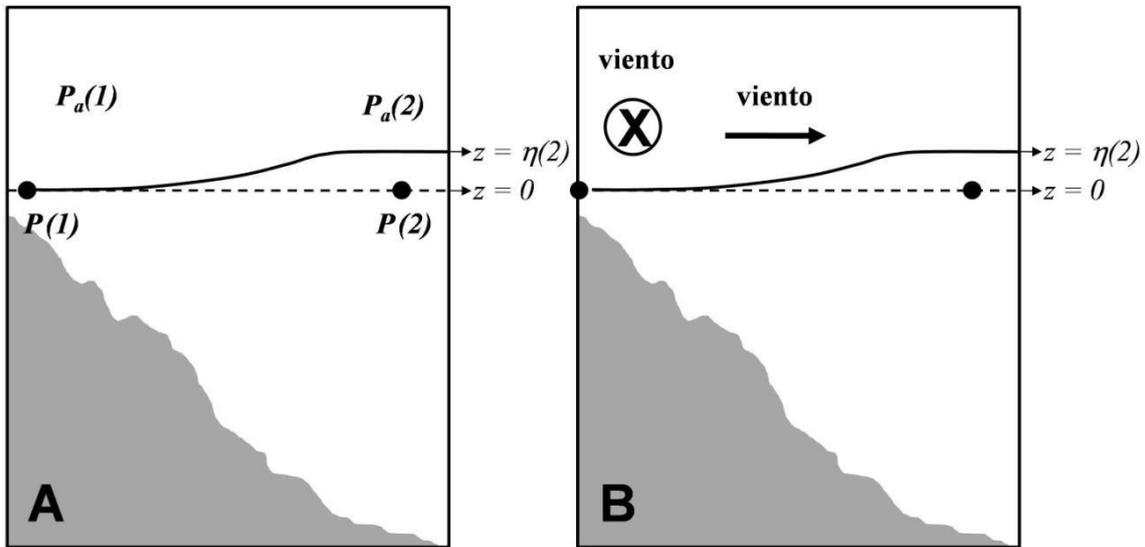


Figura 2. Esquematación de la variación de nivel del mar debida a las diferencias de presión (A) y la acción del viento (B).

Aunque el proceso es más complejo, la acción del viento también puede alterar el nivel del mar. Un viento procedente de la costa y dirigido hacia el interior del mar puede arrastrar el agua, disminuyendo el nivel del mar en la costa hasta que el gradiente de presión originado por el desnivel del mar compense la fuerza de arrastre del viento. Lógicamente, un viento procedente del mar y dirigido hacia la costa tendría el efecto contrario.

En estos ejemplos estamos considerando situaciones de equilibrio; sin embargo, la presencia de una corriente paralela a la costa, ya sea causada por el viento, como se muestra en la figura 2B, o debida a cualquier otra causa, también podría mantener un desnivel en la superficie del mar perpendicular a la costa. En este caso se trata de la fuerza de Coriolis la que mantendría un balance con el gradiente de presión generado por el desnivel del mar.

En cualquier caso, estas variaciones del nivel del mar causadas por cambios de presión, del viento, o por otras causas que sean capaces de mantener corrientes próximas a costa, llevan consigo una redistribución de la masa de agua y están ligadas al primer término de la derecha de la ecuación (4). Es

importante resaltar que los mecanismos que hemos descrito son de carácter local, y si bien pueden causar variaciones de masa y del nivel del mar en nuestras observaciones, no tienen un carácter global (es solo una redistribución), y deben causar cambios de signo opuesto en otras regiones del océano. En los ejemplos anteriores, la presión atmosférica y los vientos esquematizados en las figuras 2A y 2B conllevan un aumento de la masa de agua en el punto 2 y un descenso en el punto 1.

Otra causa que también podría alterar la masa total de agua sería el aporte de agua causado por el deshielo de los glaciares continentales. Con independencia de la forma en que este aporte de agua se distribuya por los océanos del planeta, éste sería, a diferencia de los efectos de la presión y el viento, un factor de carácter global.

Otros factores que están asociados a cambios en la masa de agua contenida en la columna de agua son las precipitaciones (donde también podemos incluir, de forma indirecta, los aportes de los ríos) y la evaporación. Sin embargo, en este caso, el nivel del mar cambia tanto por la alteración de la masa, como por la variación de la densidad del mar y, en consecuencia, por la variación del nivel estérico. En este punto hay que aclarar que las variaciones del nivel estérico tienen dos contribuciones que reciben el nombre de nivel termostérico y halostérico, respectivamente. Los cambios de densidad y su dependencia con z , pueden ser debidos a cambios en la temperatura y/o cambios en la salinidad del agua. Si consideramos una expresión linealizada de la ecuación de estado del agua del mar, una variación de la densidad puede escribirse como:

$$\Delta\rho = -\rho_0\alpha\Delta T + \rho_0\beta\Delta S \quad (7)$$

Donde α y β son los coeficientes de expansión térmica y contracción halina definidos de la siguiente forma:

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \left| \frac{\partial\rho}{\partial T} \right| \quad (8A)$$

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad (8B)$$

Así, la variación de nivel estérico se define como:

$$NE = -\frac{1}{\rho(z = \eta)} \int_{-H}^{\eta} \Delta \rho(z) dz \quad (9)$$

La variación del nivel termostérico es aquella debida a los cambios de densidad asociados a la variación de temperatura:

$$NT = \frac{\rho_0}{\rho(z = \eta)} \int_{-H}^{\eta} \alpha \Delta T(z) dz \quad (10)$$

Y la variación de nivel halostérico:

$$NH = -\frac{\rho_0}{\rho(z = \eta)} \int_{-H}^{\eta} \beta \Delta S(z) dz \quad (11)$$

Como comentábamos, una causa que puede alterar la cantidad de masa contenida en la columna de agua, son las precipitaciones. Si denominamos P a los kilogramos de agua caídos por unidad de superficie en un periodo de tiempo determinado, la variación de masa sería $\Delta M = AP$. Si el agua precipitada tuviese la misma densidad que el agua del mar, el único término que aparecería en la variación de nivel del mar sería el primer término del miembro de la derecha de la ecuación (4):

$$\Delta \eta = \frac{AP}{A\rho(z = \eta)} = \frac{P}{\rho(z = \eta)} \quad (12)$$

Sin embargo, aún en el caso de que el agua aportada por la lluvia o por los ríos tuviese la misma temperatura que el agua situada en la superficie del mar, su salinidad es cero, por lo que las densidades son distintas. Una vez mezclada el agua de las precipitaciones con la del mar, esta última alteraría su salinidad y consecuentemente su densidad, de tal forma que variaría el volumen ocupado por unidad de masa y tendríamos una contribución del nivel estérico (segundo término de la derecha de la ecuación 4). Si aceptamos que la

temperatura del mar no varía, y solo cambia su salinidad, esta contribución podría escribirse como la ecuación (11), es decir, sería una variación del nivel halostérico.

De forma completamente análoga, los procesos de evaporación conllevan un cambio de la masa total contenida en la columna de agua que va acompañado de una variación de la densidad (a través de la salinidad) y por tanto de cambios del nivel halostérico.

Los cambios del nivel estérico no solo están causados por las precipitaciones y la evaporación. Las corrientes marinas tienen diferentes valores de temperatura y salinidad dependiendo de su profundidad y de su localización geográfica, y la alteración de la intensidad y/o dirección de estas corrientes puede alterar el nivel estérico de una región determinada del océano. Esta situación puede ejemplificarse mediante el esquema de la figura 3.

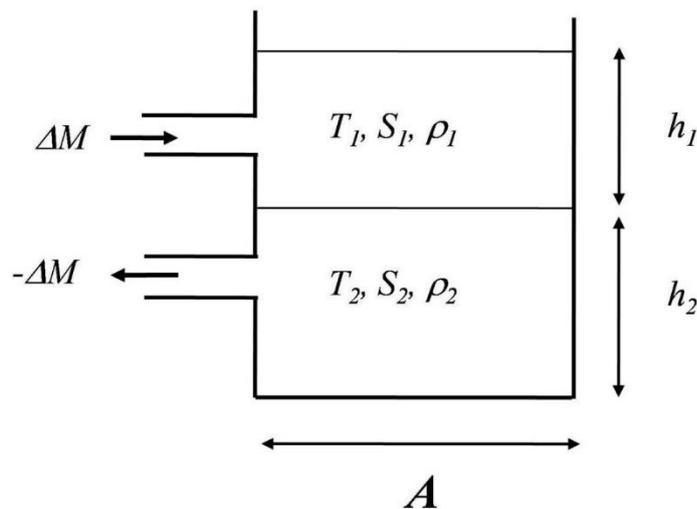


Figura 3: Esquema de variación del nivel estérico ocasionado por corrientes marinas.

Supongamos una región del océano donde una capa de espesor h_1 y densidad ρ_1 se encuentra sobre otra de espesor h_2 y densidad ρ_2 . La masa total de la columna de agua será $M = A\rho_1h_1 + A\rho_2h_2$. Si se produce un flujo de entrada en esta región del océano, de masa ΔM con las propiedades de la capa superior, y un flujo de salida también de una masa ΔM con las propiedades de la capa inferior, la masa total de la columna de agua no variará. Sin embargo, la distribución vertical de la densidad sí cambiará y la misma masa M ocupará

un volumen diferente. Es decir, se habrá producido una variación del nivel estérico.

Por último, hay que considerar el caso en el que se produce una variación del nivel estérico sin que se produzca variación de la masa. Si la superficie del mar intercambia calor con la atmósfera sin que haya intercambio de agua dulce (precipitación o evaporación), se producirá un cambio de la temperatura del mar que conllevará una expansión o contracción térmica. En este caso se trata de una variación del nivel termostérico (no hay contribución halostérica) sin que haya tampoco variación de la masa total contenida en la columna de agua.

4. DATOS

4.1. DATOS DEL NIVEL DEL MAR

Para este estudio se utilizaron series temporales de valores medios mensuales del nivel del mar tomados del Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL, Permanent Service for Mean Sea Level, Holgate et al., 2013). El PSMSL es una organización ubicada en Liverpool, dentro del NOC (National Oceanographic Centre de Inglaterra) que desde 1933 recopila y analiza datos de nivel del mar obtenidos a partir de mareógrafos distribuidos por todo el mundo. Los datos son sometidos a un control de calidad y se ofrecen libremente a través del sitio web <https://www.psmsl.org>.

Inicialmente se descargaron las series temporales de valores mensuales medios del nivel del mar correspondiente a todos los mareógrafos situados en el Golfo de Cádiz y la costa mediterránea española, incluyendo las Islas Baleares (Figura 4). Sin embargo, el objetivo de este estudio es conocer los cambios a largo plazo del nivel del mar, así como sus causas. Por ello, una primera selección consistió en tomar solo las series temporales con más de treinta años. Estas series presentan huecos debidos a fallos de funcionamiento de los aparatos. En algunos casos, como se explicará en las secciones siguientes, estos huecos pueden ser rellenados utilizando datos procedentes de mareógrafos vecinos.

Con esta finalidad se seleccionaron algunas series temporales que, si bien no son aptas para el análisis de los cambios que se han producido en el nivel del mar, sí serán utilizadas para completar las series que consideraremos como definitivas. Finalmente, se seleccionaron algunas series temporales que no se utilizaron en el análisis de los cambios en el nivel del mar, ni para el rellenado de los huecos, pero que se emplearán para su comparación con las series en las que se han completado los huecos, mostrando así la validez del procedimiento utilizado.

En la figura 4 aparecen señalados con un círculo aquellos puertos que se escogieron finalmente, ya sea para el análisis de cambios en el nivel del mar, o para el rellenado de huecos, o la comparación y validación de las series

rellenadas. En algunos casos en una misma localidad existen varios mareógrafos operados por diferentes instituciones. Este número de mareógrafos se indica entre paréntesis en la figura 4. La tabla 1 muestra los mareógrafos finalmente utilizados, indicando a su vez para qué años hay datos válidos. Los nombres utilizados para identificarlos son los mismos que aparecen en el PSMSL. En la Tabla 1 se resaltan en negrita los nombres de aquellas series que serán analizadas para el estudio de los cambios del nivel del mar. Los nombres que no se han resaltado en negrita en la Tabla 1 corresponden a las series usadas para el relleno de huecos y para la validación.

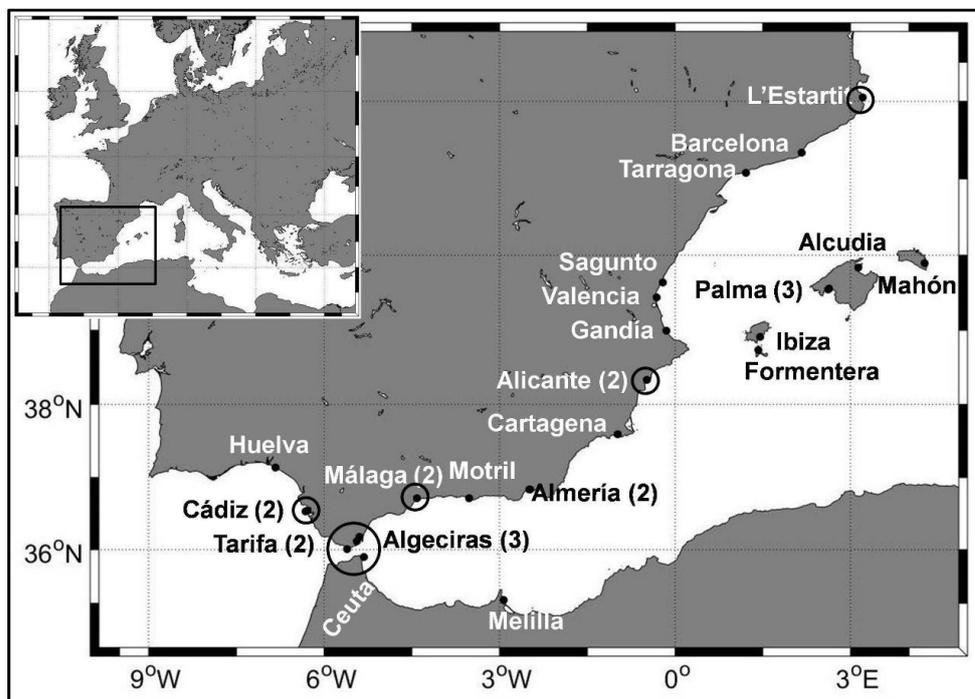


Figura 4. Mareógrafos disponibles en el Golfo de Cádiz y costa mediterránea española.

Tabla 1. Mareógrafos utilizados y años con datos. En negrita se resaltan los nombres de aquellas series que serán analizadas para el estudio de los cambios del nivel del mar.

Tiempo (años)	Cádiz II	Cádiz III	Tarifa	Tarifa 2	Algeciras	Algeciras 2	Algeciras b	Ceuta	Málaga	Málaga II	Alicante in	Alicante out	Valencia	L'Estartit	Gandía	Sagunto
1880																
-																
1924																
1943																
1960																
1975																
1990																

1995																				
2000																				
2010																				
2015																				

4.2. DATOS ATMOSFÉRICOS

Para el estudio del efecto de las variables atmosféricas sobre el nivel del mar (ver sección 2) se obtuvieron series temporales de presión atmosférica y las componentes U (Oeste-Este) y V (sur-norte) del viento en posiciones próximas a los mareógrafos cuyas series de nivel del mar se analizaron. La componente U del viento se considera positiva cuando va dirigido hacia el este, y la componente V es positiva cuando se dirige hacia el norte. La presión se expresa en mbar, y las componentes del viento en m/s.

Estos datos se obtuvieron del análisis realizado por el NCEP/NCAR (National Centre for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research, Kalnay et al., 1996). Estos datos proceden de observaciones y modelos numéricos y se ofrecen libremente (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) sobre una rejilla regular de 2,5° x 2,5° de latitud y longitud. Se seleccionaron los puntos de la rejilla más próximos a las posiciones de cada uno de los mareógrafos seleccionados para el análisis de las variaciones del nivel del mar (Tabla 2). Finalmente se obtuvieron series mensuales desde enero de 1948 hasta diciembre de 2018.

Tabla 2. Longitud y latitud de cada mareógrafo escogido

Puerto	LONGITUD (°)	LATITUD(°)
Cádiz	-6,29	36,54
Algeciras	-5,43	36,12
Ceuta	-5,32	35,89
Málaga	-4,42	36,71
Alicante	-0,48	38,34
L'Estartit	3,21	42,05
Tarifa	-5,60	36,00

4.3. DATOS DE TEMPERATURA Y SALINIDAD DEL MAR

El cálculo de las variaciones de nivel termostérico y halostérico mediante las ecuaciones (10) y (11), (ver sección 2), requiere del conocimiento de la temperatura y salinidad del mar desde la superficie hasta el fondo. Estos datos se obtuvieron del Met Office Hadley Centre Observations Data sets. Esta institución (Met Office) ofrece libremente, a través de la web <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>, datos de temperatura y salinidad procedentes de observaciones realizadas a lo largo del tiempo en el marco de diferentes campañas oceanográficas realizadas por diferentes países. Estos datos, tras un control de calidad, son interpolados sobre una rejilla regular de 1° x 1° de longitud y latitud, y sobre 42 niveles verticales de profundidad.

Al igual que en el caso de las variables atmosféricas se eligieron los puntos de la rejilla más próximos a la ubicación de los mareógrafos seleccionados y se construyeron series mensuales de temperatura y salinidad desde la superficie del mar hasta el fondo. A partir de estas series, e integrando como se muestra en las ecuaciones (10) y (11) se calcularon series temporales mensuales de nivel termostérico y halostérico. Ambas series se expresan en

milímetros. Estas series se extienden desde enero de 1940 hasta diciembre de 2018.

5. MÉTODO

5.1. CICLOS ESTACIONALES Y RECONSTRUCCIÓN DE SERIES TEMPORALES DEL NIVEL DEL MAR

Como ya se ha explicado en la sección anterior, las series mensuales de nivel del mar presentan huecos. Para el relleno de estos huecos se asume la existencia de una relación lineal entre el nivel del mar que se desea estudiar y el nivel del mar de una serie de localidades vecinas. Sea η_i el valor del nivel del mar para el tiempo t_i en la localidad que queremos estudiar y en donde se presentan los huecos que queremos relleno, y sean $\eta_{i,k}$, con $k=1, \dots, m$, los valores del nivel del mar en el instante t_i de las m series temporales que usaremos para el relleno de huecos. En adelante llamaremos a estas series variable dependiente y variables independientes, o variable dependiente y predictores, indistintamente. Se asume que existe una relación lineal de la forma:

$$\eta_i = b_0 + b_1\eta_{i1} + \dots + b_m\eta_{im} + \varepsilon_i = b_0 + \sum_{k=1}^m b_k\eta_{i,k} + \varepsilon_i \quad (13)$$

Donde ε_i representa la parte del nivel observado η_i que no puede ser explicada por el modelo lineal.

Para determinar los coeficientes b_0, \dots, b_m se eligen los instantes de tiempo en los que disponemos tanto del nivel del mar en la localidad que queremos estudiar (η), como en las localidades que usaremos como predictores (η_k). Consideremos que el número de observaciones disponibles es n ($i=1, \dots, n$). Para este periodo de tiempo en el que coinciden todas las series temporales se estiman los coeficientes del modelo lineal por mínimos cuadrados, es decir, minimizando la suma de los cuadrados de los residuos o parte no explicada por el modelo (ε). Veamos este procedimiento en mayor detalle utilizando una notación matricial (ver Draper y Smith, 1996), por ejemplo:

$$\begin{bmatrix} \eta_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \eta_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \eta_{11} & \cdot & \cdot & \eta_{1m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \eta_{n1} & \cdot & \cdot & \eta_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ b_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (14)$$

De forma más simple:

$$\eta = Ab + \varepsilon \quad (15)$$

El vector de coeficientes b será aquel que minimice la suma de cuadrados de los residuos, es decir, minimice la expresión:

$$\varepsilon^T \varepsilon = (\eta - A\hat{b})^T (\eta - A\hat{b}) \quad (16)$$

Donde T denota trasposición, y el gorro indica que se trata de la estimación de los coeficientes b .

Derivando respecto de los b_0, b_1, \dots, b_m se obtiene un conjunto de $m+1$ ecuaciones:

$$A^T A\hat{b} = A^T \eta \quad (17)$$

Cuya solución es:

$$\hat{b} = (A^T A)^{-1} A^T \eta \quad (18)$$

La parte de las observaciones explicada por el modelo lineal puede escribirse como:

$$\hat{\eta}_i = A\hat{b} \quad (19)$$

Y los residuos o parte no explicada será:

$$\varepsilon = \eta - A\hat{b} \quad (20)$$

La razón entre la varianza explicada por el modelo lineal y la varianza de la serie de observaciones recibe el nombre de coeficiente de determinación múltiple, el cual puede expresarse por la expresión:

$$R^2 = \frac{(\hat{\eta} - \bar{\eta})^T (\hat{\eta} - \bar{\eta})}{(\eta - \bar{\eta})^T (\eta - \bar{\eta})} \quad (21)$$

Lógicamente, cuanto mayor sea la varianza explicada, mejor será el modelo. Sin embargo, un valor alto de R^2 no garantiza la bondad de la regresión. Siempre podemos plantearnos si realmente existe la relación lineal que estamos asumiendo entre las observaciones y los predictores, o entre la variable dependiente y las variables independientes. Incluso, si el número de observaciones disponibles no es muy elevado, cabe la posibilidad de que el resultado del ajuste por mínimos cuadrados arroje un valor del coeficiente de determinación elevado que sea simplemente fruto del azar. El concepto que nos permite determinar la bondad de una regresión o ajuste es la significancia. Para ello se hace la hipótesis, que recibe el nombre de hipótesis nula, de que la relación lineal que hemos supuesto no existe, es decir, los coeficientes $b_1, = \dots, = b_m = 0$. A continuación calculamos el estadístico F:

$$F = \frac{(\hat{\eta} - \bar{\eta})^T (\hat{\eta} - \bar{\eta}) / m}{(\eta - \hat{\eta})^T (\eta - \hat{\eta}) / (n - m - 1)} \quad (22)$$

El gorro indica estimación, y la línea que aparece en la parte superior, la media aritmética. Nótese que el denominador es una estimación de la varianza de los residuos o parte no explicada por el modelo.

Este estadístico recibe el nombre de F porque sigue una distribución de Fisher con m y $n-m-1$ grados de libertad (Draper y Smith, 1996). A continuación, se obtiene un valor crítico F_c , dentro del nivel de significancia en el que vayamos a trabajar. Normalmente, y a lo largo de este trabajo, el nivel de significancia es el 5%, o equivalentemente el nivel de confianza es el 95%. Este valor crítico F_c no es más que el percentil 95 de una distribución de Fisher con n y $n-m-1$ grados de libertad. Por definición de este percentil, la probabilidad de que el valor del estadístico F , estimado según la expresión (22), sea mayor que el valor crítico F_c , en caso de que nuestra hipótesis nula sea cierta, es menor que el 5%. En consecuencia, si $F > F_c$, rechazamos la hipótesis nula y aceptamos que los coeficientes del modelo lineal no son iguales a cero.

Dicho de otra forma, aceptamos que nuestra regresión lineal es significativa en el nivel del 5% de significancia.

Una vez que se han determinado los coeficientes del modelo usando un periodo de tiempo en el que se dispone de datos tanto de la variable dependiente como de los predictores, utilizamos dichos coeficientes y los valores de los predictores para rellenar aquellos huecos en los que disponemos de valores de los predictores, pero no de la serie que realmente queremos estudiar.

Este procedimiento aún necesita de un paso previo. Las series de nivel del mar poseen un claro ciclo estacional ligado principalmente al calentamiento estival de las aguas. Dicho ciclo es muy similar en todas las localidades de nuestro estudio, y casi podríamos afirmar que en todas las localidades que tienen una latitud similar. En consecuencia, podríamos obtener una regresión significativa entre dos variables cualesquiera que tuvieran ciclos estacionales muy marcados, sin que ello implicara que necesariamente existe la relación lineal que buscamos. Por ello, previamente a este ajuste por mínimos cuadrados, es necesario desestacionalizar las series. Para ello, y para cada serie, tomamos todas las observaciones correspondientes al mismo mes del año, por ejemplo, todas las observaciones correspondientes al mes de enero, y obtenemos un valor medio. Realizando este proceso para los doce meses del año, obtenemos doce valores que representan el ciclo estacional promedio del nivel del mar en cada localidad. Estos ciclos se presentan en la figura 5, donde además se incluyen como barras de error las desviaciones estándar calculadas para cada mes el año.

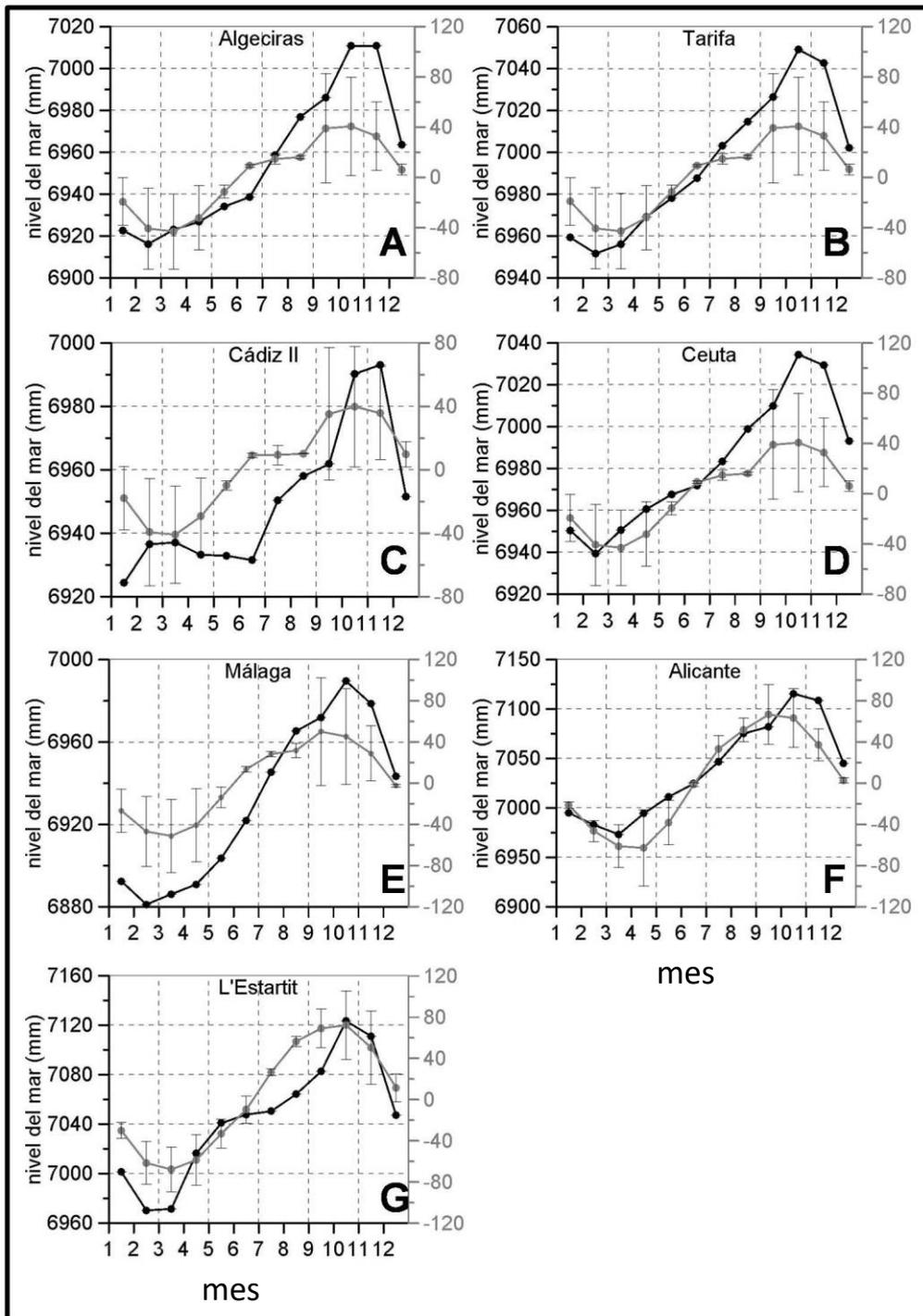


Figura 5. Línea negra: Ciclos estacionales medios del nivel del mar en Algeciras (A), Tarifa (B), Cádiz (C), Ceuta (D), Málaga (E), Alicante (F) y L'Estartit (G). Las líneas grises: nivel estérico del mar calculado en las mismas localidades a partir de datos de temperatura y salinidad del mar.

Una vez calculados los ciclos estacionales promedio, se calcularon series de anomalías o residuos extrayendo los ciclos estacionales. De esta forma las series de nivel del mar con las que trabajaremos en adelante, representan las desviaciones respecto del valor promedio de cada mes del año.

Son estas series de anomalías las que se rellenarán mediante una regresión lineal sobre localidades cercanas. Para aclarar las ideas expuestas hasta ahora usaremos un ejemplo. Tomamos todos los meses en los que existen datos de Algeciras, así como de Cádiz III, Ceuta, Tarifa y Málaga y realizamos la regresión del nivel del mar en Algeciras sobre las otras cuatro localidades. Para ello usamos las series desestacionalizadas. A continuación, buscamos los huecos en los que sí existen datos en Cádiz, Ceuta, Tarifa y Málaga, y usando los coeficientes que hemos obtenido en la regresión anterior obtenemos una estimación de los datos que faltan en Algeciras. Una vez rellenos los huecos podemos plantearnos la validez de la serie reconstruida.

En el caso del puerto de Algeciras, existen tres mareógrafos operados por instituciones diferentes. La serie de nivel del mar que se va a analizar es la más larga de ellas, nombrada como Algeciras en el PSMSL (Tabla 1). Las otras series más cortas tienen los nombres de Algeciras2 y Algecirasb (siguiendo la nomenclatura del PSMSL, ver tabla 1). Mediante la comparación y el cálculo de la correlación entre la serie larga reconstruida y los periodos de tiempo comunes de Algeciras2 y Algecirasb, podemos validar el proceso de relleno de datos.

Lógicamente, y para que esta correlación sea una comprobación independiente, las series de nivel del mar de Algeciras2 y Algecirasb no se usan en la regresión lineal empleada en el relleno de huecos. Para completar la serie de Tarifa, se usaron las series de Algeciras, Cadiz III, Ceuta y Málaga, y la serie de Tarifa2 se utilizó como validación.

Para rellenar los datos de los años que faltan de la serie de datos del mareógrafo Cádiz II se usaron las series de Ceuta, Málaga y Tarifa, utilizando los valores de Cadiz III como control.

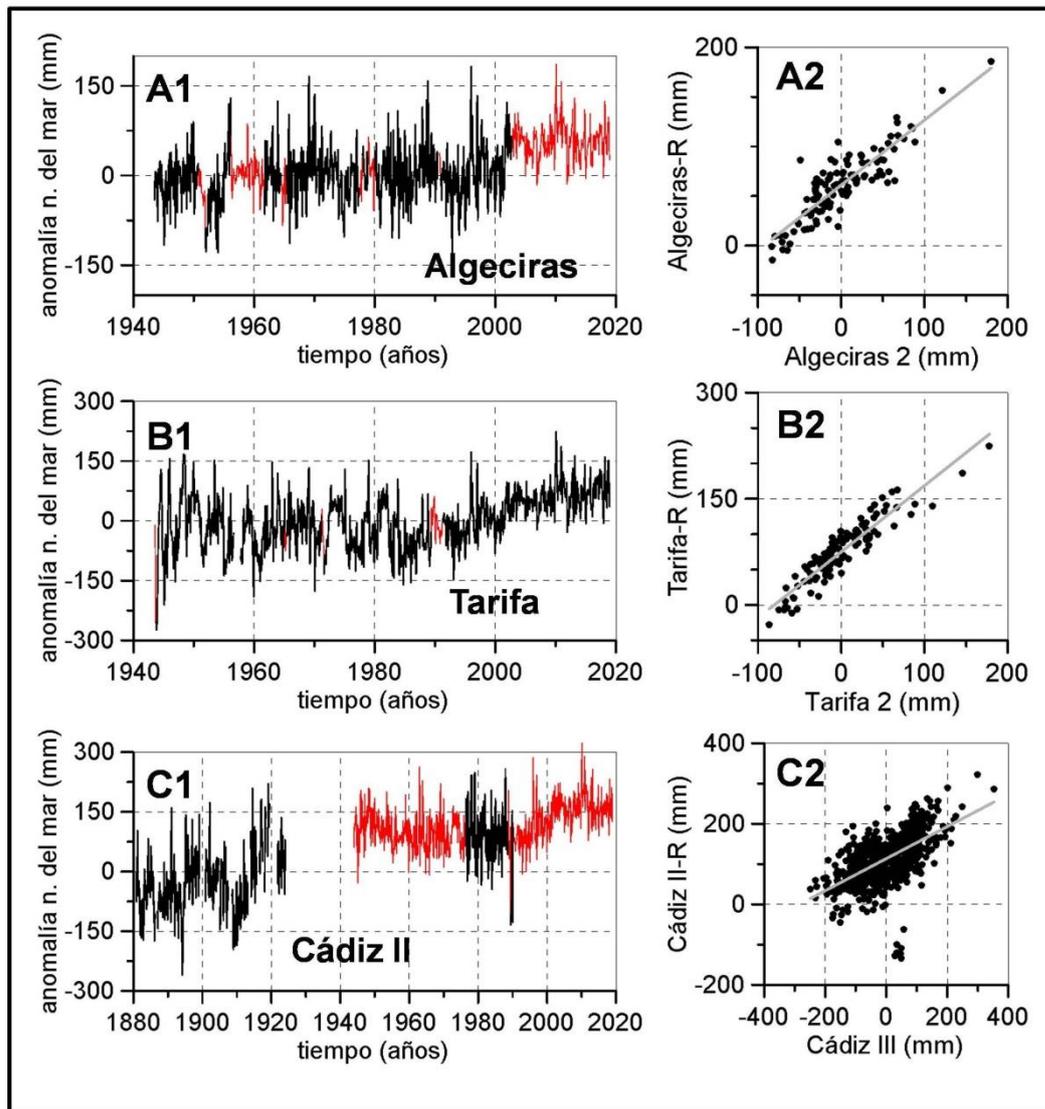
La serie temporal de Ceuta estaba bastante completa, sin embargo, se estudió la correlación con los valores de Málaga, rellenando así los pocos datos que faltaban. En este caso no se utilizó ninguna serie de comprobación.

Para la reconstrucción de la serie de nivel del mar de Málaga, se utilizaron las series de Cádiz, Ceuta y Tarifa, y se validó la serie reconstruida con los datos aportados por el mareógrafo de Málaga².

En el estudio de las fluctuaciones del nivel del mar en Alicante, se seleccionó como serie a completar la serie temporal del mareógrafo Alicante_out (de Alicante outer harbour en el PSMSL; tabla 1), rellenándose los huecos con la serie de Alicante_in (de Alicante inner harbour). Para la validación de esta reconstrucción se usaron las localidades cercanas de Gandía y Sagunto.

Para la última serie seleccionada, la del mareógrafo localizado en L'Estartit, no fue necesaria la reconstrucción de datos debido a la ausencia de huecos.

La figura 6 muestra en rojo las series originales con huecos, y en negro las series reconstruidas. Así mismo muestra diagramas de dispersión para correlacionar las series reconstruidas con las series usadas para su validación.



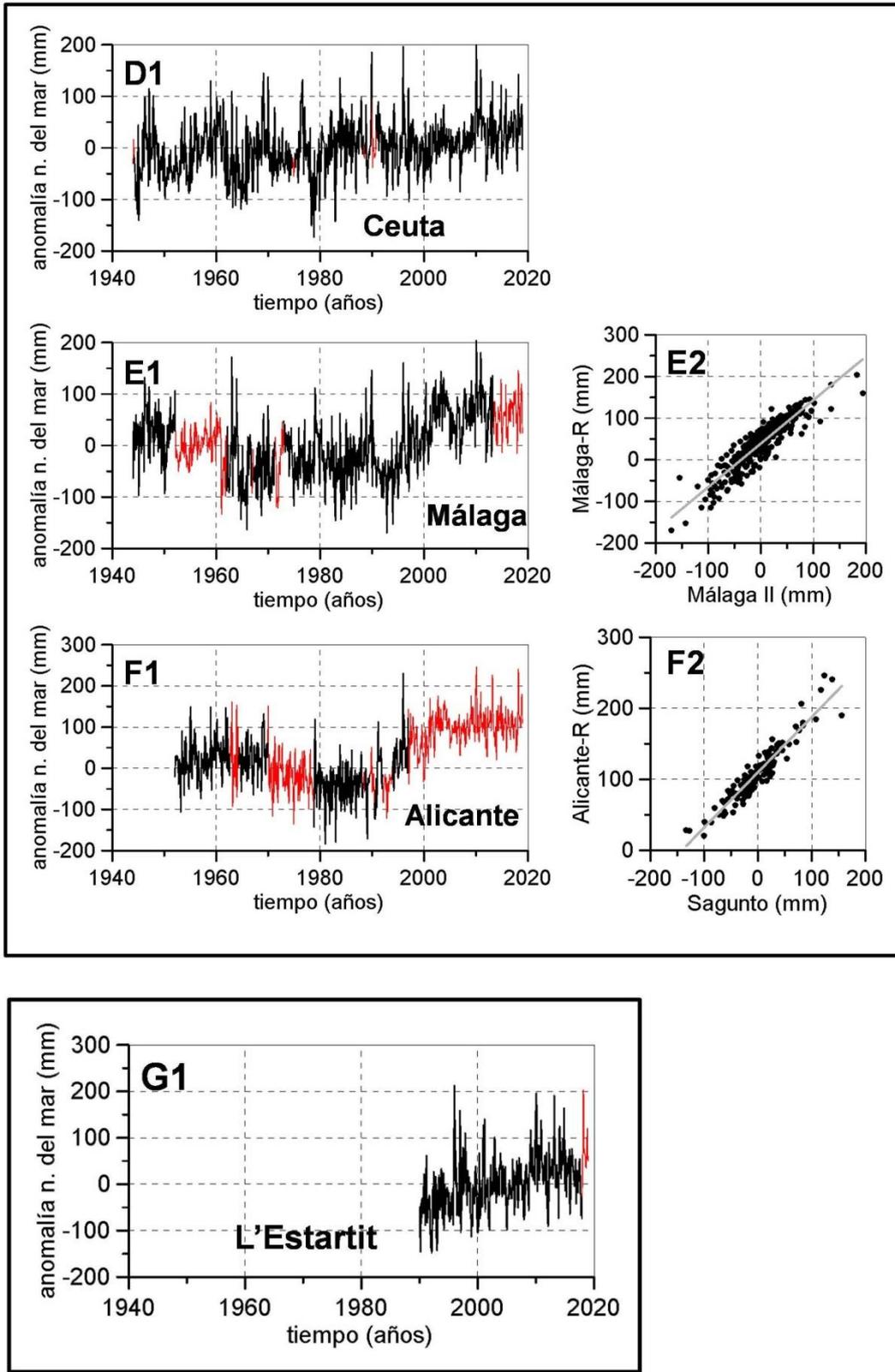


Figura 6. Series mensuales de nivel del mar reconstruidas.

5.2. CÁLCULO DE TENDENCIAS DE NIVEL DEL MAR

Las series definitivas, consideradas como largas, que van a analizarse, son las de Cádiz II, Tarifa, Algeciras, Ceuta, Málaga, Alicante_out y L'Estartit. Estas series están desestacionalizadas y los huecos han sido rellenados. El siguiente paso es el de comprobar si estas series temporales contienen variaciones a largo plazo, es decir, si además de las fluctuaciones que se producen entre meses y años consecutivos, existe algún tipo de variación monótona en el tiempo. Este tipo de variaciones se modelan habitualmente en la literatura científica como una tendencia lineal de la forma:

$$\eta_i = a + bt_i + \varepsilon_i \quad (23)$$

En este caso a representa la ordenada en el origen, y b la pendiente de la recta, la cual puede interpretarse como un ritmo medio de variación del nivel del mar con el tiempo. ε representa las fluctuaciones del nivel del mar alrededor de la recta que hemos ajustado a los datos.

La regresión lineal sobre el tiempo de (23) se calculó de la misma forma explicada en el epígrafe anterior, siendo ahora t_i el único predictor. De igual manera se comprobó la significancia de la regresión mediante el estadístico F de Fisher. Además, para tener información sobre la incertidumbre asociada a la estimación de la pendiente b (en adelante nos referiremos a ella como la tendencia), se calcularon sus intervalos de confianza en el nivel 95% de confianza mediante la expresión:

$$\pm t_{n-2} \frac{s}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}} \quad (24)$$

Siendo s el estimador de la desviación estándar de ε :

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\eta_i - \hat{a} - \hat{b}t_i)^2}{n-2} \quad (25)$$

Y t_{n-2} el valor crítico de la distribución t de Student para $n-2$ grados de libertad en el nivel del 5% de significancia.

5.3. CICLOS ESTACIONALES Y TENDENCIAS DE VARIABLES ATMOSFÉRICAS Y CONTRIBUCIÓN ESTÉRICA

Las series de presión atmosférica, componentes U y V del viento, y contribución estérica del nivel del mar no presentan huecos. Por lo tanto, no es necesario su reconstrucción o rellenado. Con objeto de poder comparar y correlacionar estas variables con las variaciones del nivel del mar, se procedió a su desestacionalización.

De forma completamente análoga al análisis realizado para el nivel del mar, para cada localidad se tomaron todos los datos correspondientes a un mismo mes del año y se obtuvo la media para dicho mes. Repitiendo este proceso para los doce meses del año se obtuvieron los ciclos estacionales promedio de todas las variables. Dichos ciclos estacionales se sustrajeron a las series originales, transformándolas en desviaciones respecto del ciclo estacional.

También de forma análoga al tratamiento realizado con las series de nivel del mar, se ajustó una recta de la forma (22) para estimar las tendencias o variaciones a largo plazo que pudieran haber experimentado las variables atmosféricas y el nivel estérico. Se calcularon los correspondientes intervalos al 95 % de confianza usando la expresión (23).

5.4. RELACIÓN ENTRE NIVEL DEL MAR Y VARIABLES ATMOSFÉRICAS Y NIVEL ESTÉRICO

Como ya se ha comentado, el objetivo principal de este trabajo es el de determinar los cambios a largo plazo o tendencias que está experimentando el nivel del mar a un nivel local y establecer cuáles son las principales contribuciones. En caso de observarse una cierta tendencia negativa en la evolución de la presión atmosférica, podría inferirse que dicha tendencia tiene su reflejo en el nivel del mar a través del efecto de barómetro inverso que se explicó en la sección 2. Sin embargo, la respuesta local a los cambios que se producen en la presión atmosférica, pueden diferir de la teórica relación -1 cm/mbar.

Siguiendo un razonamiento parecido, la variación del nivel estérico calculada a partir de las variaciones de la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua podrían considerarse como una parte de las variaciones observadas en el nivel del mar medido mediante los mareógrafos. De hecho, es frecuente realizar estos cálculos mediante la expresión (9), y restando esta contribución a la variación observada del nivel del mar, obtener la contribución debida a la variación de la masa usando la ecuación (4), (Jordà y Gomis, 2013b).

Sin embargo, esta relación puede no ser tan obvia. En principio, los datos de temperatura y salinidad se obtienen en regiones de mar abierto, donde los cambios experimentados por estas variables podrían ser distintos de los observados en las zonas más costeras. Por otra parte, el cálculo del nivel estérico de acuerdo a la ecuación (9) debe realizarse hasta el fondo del mar. No obstante, la disponibilidad de datos suele estar limitada a una cierta profundidad y la elección de este límite de integración puede tener influencia en los resultados obtenidos.

Tampoco es una cuestión trivial cómo las variaciones de nivel del mar producidas en mar abierto pueden desplazarse a través del movimiento de las aguas hasta las zonas costeras. Otras dificultades similares se encuentran en el caso de los vientos, donde la forma exacta de la costa y las corrientes que se generan pueden tener una influencia muy variable en el nivel del mar sobre una escala local.

Por estos motivos, la aproximación seguida en este trabajo es la de no suponer ningún tipo de respuesta entre el nivel del mar medido localmente, y las variables atmosféricas y los cambios del nivel estérico observados en las regiones cercanas. En lugar de ello esta respuesta se determina de forma empírica mediante un modelo estadístico.

Sean P_i , U_i , V_i , NT_i , NH_i , los valores de la presión atmosférica, las componentes U y V del viento, y las variaciones de nivel termostérico y halostérico en el instante t_i . Sea η_i el valor del nivel del mar observado en ese mismo instante de tiempo. En principio podríamos asumir que existe una respuesta lineal entre estas variables de acuerdo con la expresión:

$$\eta_i = \alpha_0 + \alpha_1 P_i + \alpha_2 U_i + \alpha_3 V_i + \alpha_4 NT_i + \alpha_5 NH_i + \varepsilon_i \quad (26)$$

Esta regresión lineal es similar a la que realizamos para reconstruir las series largas de nivel del mar. Sin embargo, en este caso, y debido a las dificultades que acabamos de exponer, no vamos a asumir a priori cuáles son los predictores que explican la varianza del nivel del mar. Es decir, vamos a seguir un procedimiento denominado regresión lineal por pasos hacia delante (del inglés *forward stepwise linear regression*) en la que no solo determinaremos los coeficientes de cada predictor, sino qué predictores son los que realmente tienen una influencia significativa en el nivel del mar y, por tanto, se incluyen en el modelo (26). Dicho de otra forma, aunque en la ecuación (26) aparecen todas las variables que hemos recopilado, puede que alguna de ellas no esté finalmente en el modelo. Los detalles de este método pueden verse en Draper y Smith, 1996. Aquí presentamos un breve resumen.

Inicialmente se realiza una regresión lineal de la variable independiente sobre cada uno de los posible predictores por separado. Aquel predictor que explique un mayor porcentaje de la varianza (R^2) se elige como candidato. Se estima la significancia de la regresión estimando el estadístico F . Si es significativa esta regresión en el nivel del 5%, este predictor se incluye en el modelo. Si no fuese significativa, tendríamos que concluir que el nivel del mar sigue la expresión: $\eta_i = \alpha_0 + \varepsilon_i$ y finalizamos el proceso.

En caso de que la regresión sobre uno de los predictores sí sea significativa, estimamos los residuos de la regresión, es decir, ε_i , que es la parte del nivel del mar que no es explicada por el primer predictor que ha entrado en el modelo.

Para fijar ideas, supongamos que la variable que ha entrado en el modelo es la presión. Las demás variables independientes también podrían estar correlacionadas con la presión, así que hacemos una regresión de las dos componentes del viento y de los niveles termostérico y halostérico sobre la presión, y nuevamente estimamos los residuos de estas regresiones, es decir, la parte de U , V , NT y NH que no es explicada por la presión.

Ahora hacemos una regresión de la parte del nivel del mar, no explicada por la presión sobre la parte de U , V , NT y NH no explicada tampoco por la

presión. Aquella variable que muestre una mayor correlación será el nuevo candidato a entrar en el modelo. Supongamos que esa nueva variable es la componente U del viento. Ahora hacemos una regresión del nivel del mar sobre P y U . Se estima si la contribución de la nueva variable a la varianza explicada del nivel del mar es significativa en el nivel del 5% de significancia (F parcial, ver Draper y Smith, 1996). Si no lo es, el modelo seleccionado sería $\eta_i = \alpha_0 + \alpha_1 P_i + \varepsilon_i$ y el proceso ha concluido. Si la contribución de U es significativa, se procede de nuevo con los predictores restantes.

Este proceso se realizó para cada una de las localidades seleccionadas y de esta forma se determinó qué variables tienen realmente influencia en cada una de las series de nivel del mar estudiadas y, a través de los coeficientes estimados en el modelo, se cuantificó esa influencia.

Finalmente, y a modo de ejemplo, si en una cierta localidad se observa que la presión atmosférica experimentó una variación de $-0,01$ mbar/año, y que esta variable es seleccionada en el modelo lineal con un coeficiente de -14 mm/mbar, podremos concluir que una tendencia de -14 mm/mbar por $-0,01$ mbar/año = 0.14 mm/año del nivel del mar es debida al efecto de la presión. Obviamente, si alguna variable no ha experimentado cambios a largo plazo, o bien los ha experimentado, pero el modelo lineal no muestra ninguna relación significativa con el nivel del mar, entonces esta variable no contribuye a la tendencia observada del nivel del mar.

Una vez que se hayan determinado los efectos de todas las variables sobre la tendencia observada del nivel del mar, la parte no explicada podría asociarse a la componente que no podemos medir (al menos a nivel local) que es la influencia de los cambios de masa de los océanos debidos a los deshielos de los glaciares continentales.

6. RESULTADOS

6.1. CICLOS ESTACIONALES Y TENDENCIAS DE NIVEL DEL MAR

A pesar de que existen diferencias entre los distintos ciclos estacionales estimados (Figura 2) como, por ejemplo, que en Málaga la variación estacional del nivel del mar es mucho más acentuada que en Alicante, en todos se observa una tendencia común: el máximo del ciclo se alcanza entorno a octubre y noviembre, coincidiendo con el otoño, mientras que el mínimo se encuentra entre los meses de febrero y marzo, a excepción de Cádiz, donde el mínimo se encuentra en el mes de enero.

Cuando se analizan los ciclos estacionales de las variables atmosféricas y la contribución estérica, puede apreciarse que la contribución estérica presenta un ciclo muy similar al del nivel del mar (ver Figura 5), lo que indica que es ésta la causa. La acumulación de calor a lo largo del verano y la correspondiente dilatación del agua del mar parecen ser los factores responsables del ciclo estacional del nivel del mar. Este hecho ya había sido constatado previamente (García-Lafuente et al., 2004).

En la Tabla 3, se presentan los valores obtenidos para las tendencias de la variación del nivel del mar, expresadas en mm/año para las series temporales reconstruidas. Como se puede observar, todos los valores son positivos, es decir, en todos los mareógrafos se ha apreciado una subida del nivel del mar del orden del milímetro por año.

Tabla 3. Tendencia nivel del mar.

Localización	Nivel del mar (<i>mm/año</i>)
Cádiz	1,60 ± 0,08
Tarifa	1,22 ± 0,20
Algeciras	0,97 ± 0,17
Ceuta	0,68 ± 0,15
Málaga	1,03 ± 0,20
Alicante	2,31 ± 0,13
L'Estartit	2,55 ± 0,63

Al estudiar las distintas componentes atmosféricas y extraer los ciclos estacionales, se observó un comportamiento similar para la presión atmosférica en las distintas localidades. En todos los mareógrafos estudiados se alcanzan valores mínimos en abril y agosto, y valores máximos en diciembre y enero. Sin embargo, el comportamiento de esta contribución es diferente en L'Estartit, donde el valor mínimo se alcanza en abril, mientras que los valores máximos se alcanzan en julio, agosto y septiembre.

Por otro lado, los ciclos estacionales de las dos componentes del viento sí difieren más dependiendo de la localización del mareógrafo. Algeciras, Tarifa y Ceuta, muestran ciclos estacionales de estas contribuciones muy similares. La componente U del viento, alcanza sus valores máximos en diciembre y enero, y su valor mínimo en septiembre, mostrando así un comportamiento algo distinto a la componente V del viento en ese mismo mareógrafo, que alcanza su mínimo en julio, aunque los meses con valores máximos sí coinciden con los del ciclo estacional de la componente U.

Las tendencias de las contribuciones atmosféricas se presentan en la Tabla 4, mostrándose únicamente aquellas con una significancia superior al 0,05.

Tabla 4. Tendencias de las contribuciones atmosféricas.

Localización	Presión atmosférica (mbar/año)	Viento (componente u) (m/s/año)	Viento (componente v) (m/s/año)
Cádiz	0,02 ± 0,01	-0,01 ± 0,01	-
Tarifa	0,02 ± 0,01		
Algeciras	0,02 ± 0,01		
Ceuta	0,02 ± 0,01		
Málaga	0,02 ± 0,01	-	-
Alicante	0,02 ± 0,01	-	-0,01 ± 0,00
L'Estartit	-0,04 ± 0,04	0,01 ± 0,01	-0,02 ± 0,02

Como podemos observar, en este caso, dependiendo de la localización se obtienen contribuciones positivas o negativas.

En lo referente a las tendencias de la contribución estérica del nivel del mar, los resultados difieren según la localización del puerto (ver Tabla 5).

Tabla 5. Tendencias de las contribuciones estéricas.

Localización	Contribución		
	Estérica (mm/año)	Termostérica (mm/año)	Halostérica (mm/año)
Cádiz	0,48 ± 0,17	1,12 ± 0,10	-0,64 ± 0,20
Estrecho de Gibraltar	0,47 ± 0,17	1,15 ± 0,10	-0,68 ± 0,21
Málaga	0,16 ± 0,16	1,15 ± 0,11	-0,99 ± 0,20
Alicante	-0,54 ± 0,12	1,12 ± 0,09	-1,63 ± 0,12
L'Estartit	-0,82 ± 0,10	1,03 ± 0,08	-1,84 ± 0,11

Tal y como se presenta en la Tabla 5, en las localizaciones situadas al sur de la península, la componente estérica (considerando tanto la halostérica como la termostérica) favorece a la subida del nivel del mar con tendencias positivas. Sin embargo, tanto en Alicante como en L'Estartit, esta contribución presenta una tendencia negativa.

La contribución estérica total es la adición de la termostérica y la halostérica. Como se observa en la tabla presentada, la tendencia de la termostérica es positiva en cada una de las series estudiadas, mientras que la halostérica es negativa en todos los puertos estudiados. Por tanto, en Cádiz, el Estrecho de Gibraltar y Málaga, la contribución a la variación del nivel del mar de la componente termostérica es más importante que la halostérica, mientras que en Alicante y L'Estartit sucede lo contrario.

6.2. RELACIÓN ENTRE EL NIVEL DEL MAR Y EL FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO Y EL NIVEL ESTÉRICO

Como ya se ha explicado, en primer lugar se desestacionalizaron todas las series temporales, tanto las de nivel del mar como las del forzamiento atmosférico y las contribuciones termostérica y halostérica.

Posteriormente se estimaron las tendencias lineales de estas series. Estas tendencias también fueron sustraídas a las series de anomalías y se procedió a buscar mediante una regresión lineal por pasos qué modelo explicaba las fluctuaciones del nivel del mar.

La Tabla 6 muestra el coeficiente de correlación R y los coeficientes para el modelo seleccionado, siguiendo la expresión:

$$\eta = b_0 + b_1P + b_2U + b_3V + b_4\eta_T + b_5\eta_H$$

Tabla 6. Modelo lineal y coeficientes seleccionados por la regresión a pasos.

	R²	b₁ (mm/mbar)	b₂ (mm/ms)	b₃ (mm/ms)	b₄	b₅
Cádiz	0,65	-13,38 ± 1,16	-8,10 ± 1,88	-	-	0,14 ± 0,04
Tarifa	0,57	-13,01 ± 1,93	-8,26 ± 2,09	15,27 ± 6,69	0,23 ± 0,10	0,22 ± 0,05
Algeciras	0,69	-12,27 ± 1,23	-7,45 ± 1,33	15,15 ± 4,23	0,09 ± 0,07	0,11 ± 0,03
Ceuta	0,67	-12,83 ± 1,30	-	13,27 ± 4,60	0,14 ± 0,06	-
Málaga	0,63	-14,72 ± 1,38	-11,66 ± 1,77	-	0,13 ± 0,09	0,16 ± 0,05
Alicante	0,69	-16,42 ± 1,65	-6,58 ± 2,96	4,62 ± 4,70	0,25 ± 0,13	0,25 ± 0,08
L'Estartit	0,87	-13,01 ± 0,89	-7,34 ± 3,17	4,80 ± 2,00	0,17 ± 0,12	0,20 ± 0,07

La figura 7 muestra en negro las series de nivel del mar en Cádiz, Tarifa y Algeciras, y en rojo los valores predichos por el modelo lineal seleccionado que se muestra en la tabla 6.

De forma análoga se muestran los resultados para Ceuta, Málaga y Alicante en la figura 8. En ambos casos se muestran las series promediadas anualmente para mayor claridad de las figuras. La figura 9 muestra los mismos resultados para el caso de L'Estartit.

En este caso la figura 9B muestra una ampliación de los valores mensuales para el periodo 2010-2018 para mostrar más claramente el buen acuerdo de esta localidad entre las observaciones y el modelo estadístico.

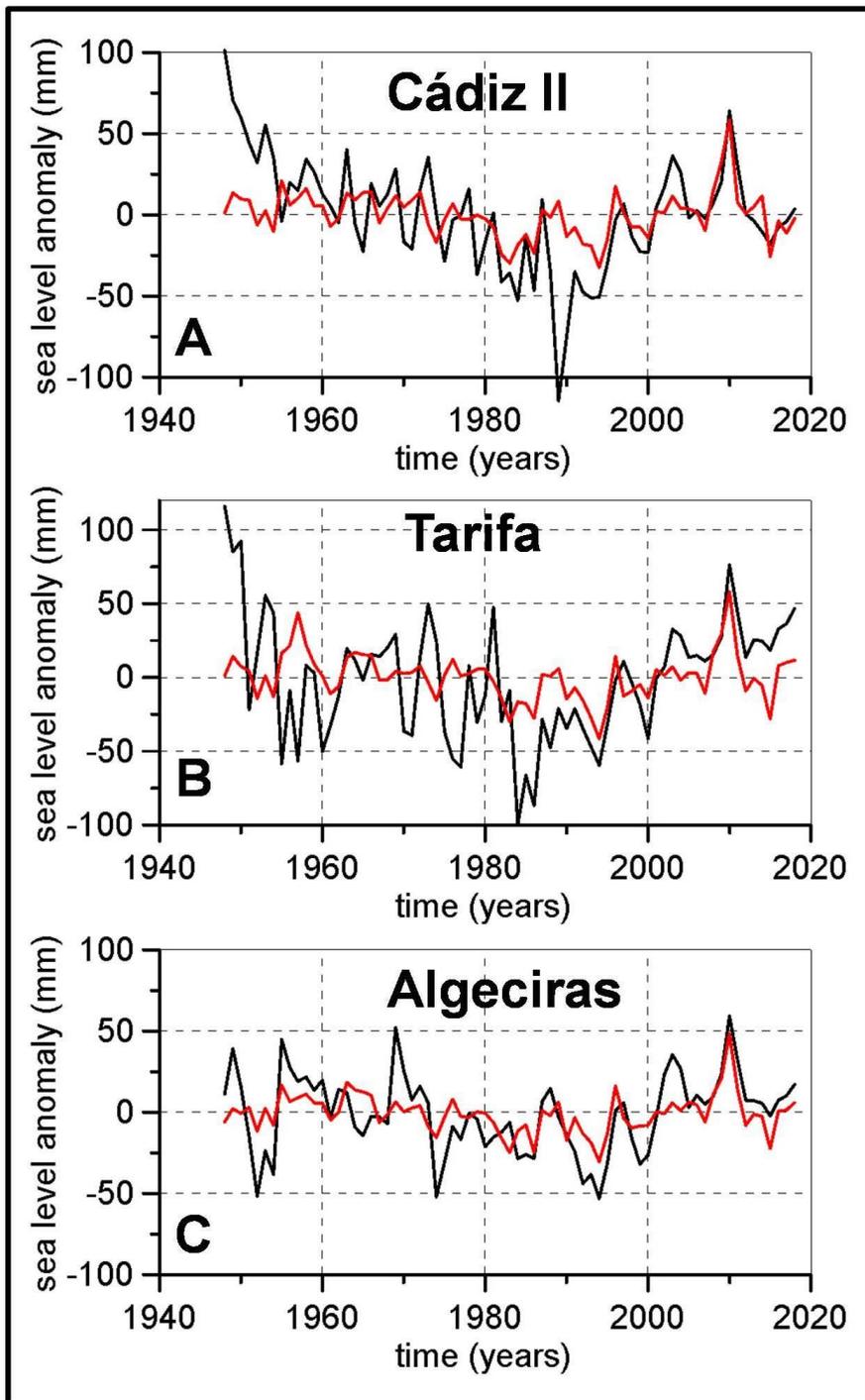


Figura 7. Nivel del mar observado (negro) y predicho por el modelo estadístico (rojo) para Cádiz, Tarifa y Algeciras. Fuente: Grupo Mediterráneo de Cambio Climático del Instituto Español de Oceanografía.

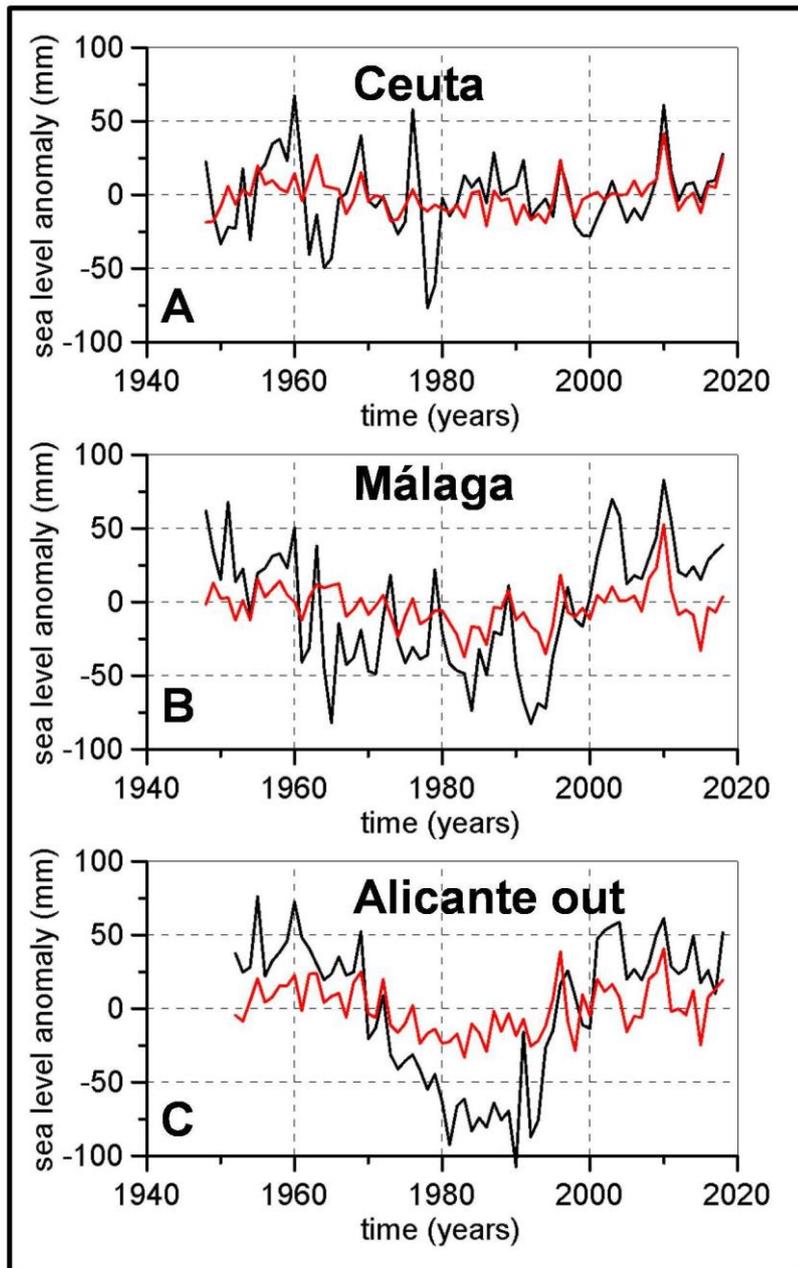


Figura 8. Nivel del mar observado (negro) y predicho por el modelo estadístico (rojo) para Ceuta, Málaga y Alicante. Fuente: Grupo Mediterráneo de Cambio Climático del Instituto Español de Oceanografía.

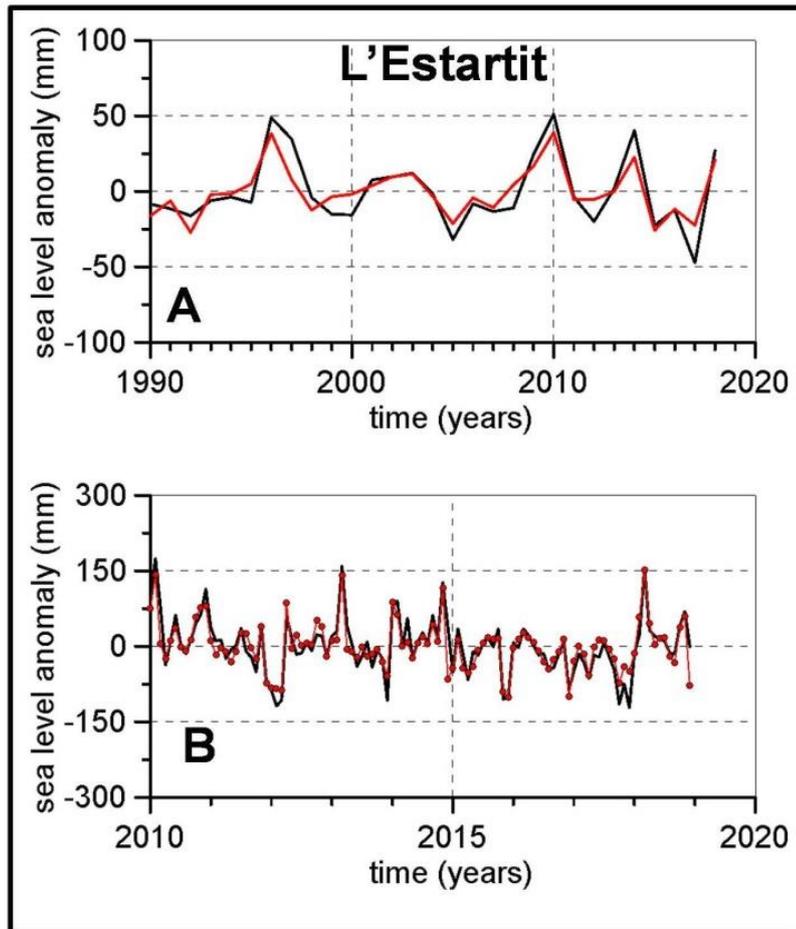


Figura 9. Nivel del mar observado (negro) y predicho por el modelo estadístico (rojo). La figura 9B muestra una ampliación del periodo 2010-2018. Fuente: Grupo Mediterráneo de Cambio Climático del Instituto Español de Oceanografía.

7. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Tras analizar los diversos datos disponibles de los distintos mareógrafos, se han escogido aquellos que nos permiten estudiar las variaciones sobre un periodo de tiempo lo más largo posible. En la mayoría de los casos estas series se remontan a principios de la década de 1940. En el caso de L'Estartit, la serie más corta de este estudio, se dispone de al menos 30 años de datos. Los huecos presentes en las series se han rellenado mediante regresión lineal sobre localidades próximas, y la comparación con series de nivel del mar independientes ha mostrado la validez de las series reconstruidas. De esta forma se ha conseguido un conjunto completo de datos de una adecuada extensión para el análisis de tendencias a largo plazo.

Se han calculado las tendencias del nivel del mar en cada una de las localidades seleccionadas. Igualmente se han calculado las tendencias experimentadas por la presión atmosférica, las componentes U y V del viento, y las contribuciones termostérica y halostérica del nivel del mar. Mediante un modelo estadístico se ha determinado cuáles de estas variables tienen una influencia significativa y cuál es la respuesta del nivel del mar a estas variables. Ello nos permite estimar qué fracción de las tendencias de nivel del mar es debida a cada uno de estos factores. Tomemos a modo de ejemplo el caso de Cádiz en el que el nivel del mar subió a un ritmo de 1,60 mm/año.

La regresión por pasos muestra que las variables que tienen una influencia significativa en las variaciones de nivel del mar son la presión atmosférica, la componente U del viento, y la contribución halostérica del nivel del mar. La respuesta del nivel del mar a estas variables viene dada por los coeficientes que se recogen en la tabla 6. Así, un aumento de un mbar en la presión produce un descenso del nivel del mar de -13,38 mm.

Por otra parte la tabla 4 muestra que la presión aumentó a un ritmo de 0,02 mbar/año. Esto nos lleva a que $0,02 \text{ mbar/año} \times -13,38 \text{ mm/mbar}$ producen un descenso de $-0,27 \text{ mm/año}$. De forma análoga, para el caso de Cádiz, la tendencia de la componente U del viento produjo $-0,01 \text{ ms}^{-1}/\text{año} \times -8,10 \text{ mm/ms} = 0,081 \text{ mm/año}$, y la contribución halostérica: $-0,64 \text{ mm/año} \times 0,14 = -0,09 \text{ mm/año}$. Si restamos estas contribuciones a los 1,60 mm/año observados, nos

quedan 1,87 mm/año que deben haber sido causados por la adición de masa asociada a la fusión de los hielos continentales. Estos cálculos se muestran en la tabla 7 para todas las localidades. Los errores se han calculado por la fórmula de expansión de errores.

Podemos por tanto concluir que la presión atmosférica es el factor atmosférico que mayor influencia tiene sobre las tendencias de nivel del mar a largo plazo. Aunque el viento es un factor que tiene gran influencia en las variaciones mensuales del nivel del mar, estas variables no presentan tendencias significativas, por lo que no contribuyen de forma importante a las tendencias del nivel del mar.

En cuanto a las contribuciones termostérica y halostérica, ambas se cancelan, de tal forma que la influencia varía según las localidades. Una vez sustraídas estas contribuciones podemos concluir que el aporte de agua dulce por la fusión de hielos continentales es una fuente de primera importancia que oscila entre 1 y 3 mm/año dependiendo de la localidad considerada.

Tabla 7. Tendencias nivel del mar que no han sido explicadas por el forzamiento atmosférico o por las contribuciones termostérica y halostérica.

Localización	Nivel del mar <i>(mm/año)</i>
Cádiz	1,87 ± 0,43
Tarifa	1,37 ± 0,50
Algeciras	0,90 ± 0,37
Ceuta	0,78 ± 0,35
Málaga	1,23 ± 0,48
Alicante	2,23 ± 0,73
L'Estartit	3,06 ± 2,10

8. BIBLIOGRAFÍA

- Church, J. A., & White, N. J. (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4–5), 585–602. <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>
- Draper, N. R., & Smith, H. (1998). *Applied regression analysis* (Vol. 326). John Wiley & Sons
- García-Lafuente, J., Del Río, J., Alvarez Fanjul, E., Gomis, D., & Delgado, J. (2004). Some aspects of the seasonal sea level variations around Spain. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 109(9), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2003JC002070>
- Holgate, S. J., Matthews, A., Woodworth, P. L., Rickards, L. J., Tamisiea, M. E., Bradshaw, E., Foden, P. R., Gordon, K. M., Jevrejeva, S., & Pugh, J. (2013). New data systems and products at the permanent service for mean sea level. *Journal of Coastal Research*, 29(3), 493–504. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1>
- Jordà, G., & Gomis, D. (2013a). On the interpretation of the steric and mass components of sea level variability: The case of the Mediterranean basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(2), 953–963. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20060>
- Jordà, G., & Gomis, D. (2013b). Reliability of the steric and mass components of Mediterranean sea level as estimated from hydrographic gridded products. *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3655–3660. <https://doi.org/10.1002/grl.50718>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437–472
- Oppenheimer, M., & Hinkel, J. (2019). Sea Level Rise and Implications for Low Lying Islands, Coasts and Communities Supplementary Material. *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*
- Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., Van Den Broeke, M., Van Wessem, M. J., & Morlighem, M. (2019). Four decades of Antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116(4), 1095–1103. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>

ANEXO: SCRIPTS MATLAB

REGRESIÓN LINEAL

```
function[b,R2,R2adj,nivel_F,F,p,Sb0,Sb1,intconfb0,intconfb1,s2,x,y,r
esiduo]=regresion_lineal(x,y,ns,intercep );
k=find(isnan(x)==0 &isnan(y)==0);
xaux=x(k,1);
yaux=y(k,1);
iflength(xaux)==length(x)
nhuecos = 0;
else
nhuecos = length(x)-length(xuax);
end
clear x y
x=xaux;
y=yaux;
n=length(x);
ifintercep==1
aux(1:n,1)=1;
x=[aux x];end
np=1;
xx=x'*x;
xxinv=inv(xx);
b=xxinv*(x'*y);
ye=x*b;
residuo=y-ye;
ym=sum(y)/n;
ym2=ym^2;
R2=(b'*(x'*y)-n*ym2)/(y'*y-n*ym2);
R2adj=1-(1-R2)*(n-1)/(n-np-1);
numerador=(b'*(x'*y)-n*(ym2))/np;
denominador=(y'*y-b'*(x'*y))/(n-np-1);
s2=denominador;
F=numerador/denominador;
nivel_F=finv(1-ns,np,n-np-1);
p=1-fcdf(F,np,n-np-1);
S=sqrt(s2);
ifintercep==1
Sb0=S*sqrt(xxinv(1,1));
intconfb0=tinv(1-ns/2,n-2)*Sb0;
Sb1=S*sqrt(xxinv(2,2));
intconfb1=tinv(1-ns/2,n-2)*Sb1;
elseifintercep==0
Sb1=S*sqrt(xxinv(1,1));
intconfb1=tinv(1-ns/2,n-2)*Sb1;
end
aux = tinv(1-ns/2,n-2);
fori=1:n
inty(i,1)=aux*S*sqrt(x(i,:)*xxinv*x(i,:)')
end
ifintercep==1
subplot(121),plot(x(:,2),ye)
holdon,plot(x(:,2),ye+inty,'r'), plot(x(:,2),ye-inty,'r')
plot(x(:,2),y,'.k')
elseifintercep==0

subplot(121),plot(x(:,1),ye)
holdon,plot(x(:,1),ye+inty,'r'), plot(x(:,1),ye-inty,'r')
```

```

plot(x(:,1),y, '.k')
end
ndesf = floor(n/2);
for i=1:ndesf
    d(i,1) = i-1;
    aux1=residuo(1:n-d(i,1),1);
    aux2=residuo(d(i,1)+1:n,1);
    autocorr(i,1)=(aux1'*aux2)/((n-np-1)*s2);
end
subplot(122),plot(d,autocorr, '-o'),
grid on
k=find(autocorr<0);
k1=min(k);
zero=k1-1;
if zero>1
    L=sum(autocorr(1:zero,1));
    edof=round(n/L)-np-1;
else edof=n-np-1;
end
intconfb1_corr=tinv(1-ns/2,edof)*Sb1;

```

REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE

```
function[R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf,Fparcial,pparcial,residuo,
nvalidos,VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple(matriz,nd,vp,intercep,ns,pantalla );
ifintercep==0

[R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf,Fparcial,pparcial,residuo,nvalidos
,VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple_intercep0(matriz,nd,vp,ns,pantalla);
elseifintercep==1

[R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf,Fparcial,pparcial,residuo,nvalidos
,VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple_intercep1(matriz,nd,vp,ns,pantalla);
end
end
```

REGRESION LINEAL MULTIPLE: INTERCEPO

```
function[R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf,Fparcial,pparcial,resi
duo,nvalidos,VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple_intercep0(matriz,nd,vp,ns,pantalla )

np=size(vp,2);
nf=size(matriz,1);
Mnuevo=[];
fori=1:nf
aux=[matriz(i,nd) matriz(i,vp)];
k=find(isnan(aux)==1);
ifsize(k,2)==0
Mnuevo=[Mnuevo;matriz(i,:)];
end
clearaux k
end
clearmatriz
matriz=Mnuevo
n=size(matriz,1);
nvalidos=n;
y=matriz(:,nd);
x=matriz(:,vp);
xx=x'*x;
xxinv=inv(xx);
b=xxinv*(x'*y);
ye=x*b;
residuo=y-ye;
ym=sum(y)/n;
ym2=ym^2;
R2=(b'*(x'*y))/(y'*y);
R2=(ye'*ye)/(y'*y);
R2adj=1-(1-R2)*(n-1)/(n-np);
numerador=(b'*(x'*y))/np;
denominador=(y'*y-y'*(x*b))/(n-np);
denominador=(residuo'*residuo)/(n-np);
s2=denominador;
s=sqrt(s2);
F=numerador/denominador;
nivel_F=finv(1-ns,np,n-np);
```

```

p=1-fcdf(F,np,n-np);

% Intervalos de confianza para cada valor de b:

for i=1:np
b_intconf(i,1)=tinv(1-ns/2,n-np)*s*sqrt(xxinv(i,i));
end

for i=1:np
ifi==1
    vp2=vp(1,2:np);
elseif ifi==np
    vp2=vp(1,1:np-1);
else
    vp2=[vp(1,1:i-1) vp(1,i+1:np)];
end
yb=matriz(:,nd);
xb=matriz(:,vp2);
xxb=xb'*xb;
xxbinv=inv(xxb);
bb=xxbinv*(xb'*yb);
numeradorb=(bb'*(xb'*yb));
Fparcial(1,i)=(numerador*np-numeradorb)/s2;
nivel_Fparcial=finv(1-ns,1,n-np);
pparcial(1,i)=1-fcdf(Fparcial(1,i),1,n-np);
end

% Test de normalidad para los residuos %

[ normalidad1, chi2, chicritico, normalidad2, D, Dcrit ] =
test_normalidad(residuo);

for i=1:np
indice=vp(1,i);
ifi==1
    vp2=vp(1,2:np);
elseif ifi==np
    vp2=vp(1,1:np-1);
else
    vp2=[vp(1,1:i-1) vp(1,i+1:np)];
end

yb=matriz(:,indice);
xb=matriz(:,vp2);
xxb=xb'*xb;
xxbinv=inv(xxb);
bb=xxbinv*(xb'*yb);
yeb=xb*bb;
yebm=sum(yeb)/length(yeb);
ymb=sum(yb)/length(yb);
ymb2=ymb^2;
R2b=((yeb-yebm)'*(yeb-yebm))/((yb-ymb)'*(yb-ymb));
VIF(1,i)=1/(1-R2b);
end

RSS=(residuo'*residuo);

```

```

k=size(vp,2)+1;
aux=2*k+(2*k*(k+1)/(nvalidos-k-1));
AIC=2*k+nvalidos*log(RSS/nvalidos);

AICc=aux+nvalidos*log(RSS/nvalidos);
for i=1:np
text=['b' num2str(i)];
fprintf('%s %10.2f %10.2f\n', text, b(i,1), b_intconf(i,1))
end

```

REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE: INTERCEP1

```

function [R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf,Fparcial,pparcial,res
iduo,nvalidos,VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple_intercep1(matriz,nd,vp,ns,pantalla )
np=size(vp,2);
nf=size(matriz,1);
Mnuevo=[];
for i=1:nf
aux=[matriz(i,nd) matriz(i,vp)];
k=find(isnan(aux)==1);
if size(k,2)==0
Mnuevo=[Mnuevo;matriz(i,:)];
end
clear aux k
endif size(Mnuevo,1)==0
pause
end
Mantiguo=matriz;
clear matriz
matriz=Mnuevo;
n=size(matriz,1);
nvalidos=n;
y=matriz(:,nd);
x=matriz(:,vp);
xaux(1:n,1)=1;
x=[xaux x];
xx=x'*x;
xxinv=inv(xx);
b=xxinv*(x'*y);
ye=x*b;
residuo=y-ye;
ym=sum(y)/n;
ym2=ym^2;
R2=(b'*(x'*y)-n*ym2)/(y'*y-n*ym2);
R2=((ye-ym)'*(ye-ym))/((y-ym)'*(y-ym));
R2adj=1-(1-R2)*(n-1)/(n-np-1);
numerador=(b'*(x'*y)-n*(ym2))/np;
denominador=(y'*y-y'*(x*b))/(n-np-1);
denominador=(residuo'*residuo)/(n-np-1);
s2=denominador;
s=sqrt(s2);
F=numerador/denominador;
nivel_F=finv(1-ns,np,n-np-1);
p=1-fcdf(F,np,n-np-1);

```

```

for i=1:np+1
b_intconf(i,1)=tinv(1-ns/2,n-np-1)*s*sqrt(xxinv(i,i));

end
for i=1:np
ifi==1
vp2=vp(1,2:np);
elseif i==np
vp2=vp(1,1:np-1);
else
vp2=[vp(1,1:i-1) vp(1,i+1:np)];
end

yb=matriz(:,nd);
xb=matriz(:,vp2);

xaux(1:n,1)=1;
xb=[xauxxb];
xxb=xb'*xb;
xxbinv=inv(xxb);
bb=xxbinv*(xb'*yb);
numeradorb=(bb'*(xb'*yb)-n*(ym2));
Fparcial(1,i)=(numerador*np-numeradorb)/s2;
nivel_Fparcial=finv(1-ns,1,n-np-1);
pparcial(1,i)=1-fcdf(Fparcial(1,i),1,n-np-1);

end

[ normalidad1, chi2, chicritico, normalidad2, D, Dcrit ] =
test_normalidad(residuo);

for i=1:np
indice=vp(1,i);
ifi==1
vp2=vp(1,2:np);
elseif i==np
vp2=vp(1,1:np-1);
else
vp2=[vp(1,1:i-1) vp(1,i+1:np)];
end
yb=matriz(:,indice);
xb=matriz(:,vp2);
xaux(1:n,1)=1;
xb=[xauxxb];
xxb=xb'*xb;
xxbinv=inv(xxb);
bb=xxbinv*(xb'*yb);
yeb=xb*bb;
yebm=sum(yeb)/length(yeb);
ymb=sum(yb)/length(yb);
ymb2=ymb^2;
R2b=((yeb-yebm)'*(yeb-yebm))/((yb-ymb)'*(yb-ymb));
VIF(1,i)=1/(1-R2b);
end
RSS=(residuo'*residuo);
k=size(vp,2)+1+1;
aux=2*k+(2*k*(k+1))/(nvalidos-k-1));

```

```
AIC=2*k+nvalidos*log(RSS/nvalidos);
AICc=aux+nvalidos*log(RSS/nvalidos);
ifpantalla=='si'

aux2(1:length(Mantiguo),1)=1;
x2=[aux2 Mantiguo(:,vp)];
residuo=Mantiguo(:,nd)-x2*b;
end
```

STEP-WISE REGRESSION

```
function[ salida ] = stepwise_regresion( fichero, nd, vp )
salida=0;
M=fichero;
nf=size(M,1);
Mnuevo=[];
for i=1:nf
aux=[M(i,nd) M(i,vp)];
k=find(isnan(aux)==1);
if size(k,2)==0
Mnuevo=[Mnuevo;M(i,:)];
end
clear aux k
end
clear M
M=Mnuevo;
for j=1:size(vp,2)
i=vp(1,j);
y=M(:,nd);
x=M(:,i);
[ R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf, Fparcial, pparcial, residuo,
nvalidos, VIF, AIC, AICc] =
regresion_lineal_multiple(M,nd,i,1,0.05,'no');
varexp(1,j)=i;
varexp(2,j)=R2;
varexp(3,j)=F;
varexp(4,j)=VIF;
clear y x
end

'varianza explicada por cada predictor:'
varexp
k=find(varexp(2,:)==max(varexp(2,:)));
'variable con la maxima varianza explicada: '
varexp(1,k)
clear k
pause
while salida==0
pre=input('vector fila con los predictores: ');

[ R2,R2adj,F,nivel_F,p,b,b_intconf, Fparcial, pparcial, residuo,
nvalidos, VIF, AIC, AICc] = regresion_lineal_multiple(
M,nd,pre,1,0.05,'no');
'varianza explicada por el modelo, valor de F y p asociada a esa F:'
[R2 F p]

'F asociada a la suma extra de cuadrados correspondiente a cada
variable y su p:'
[Fparcial;pparcial;VIF]
candidatos=[];
for i=1:size(vp,2)
if vp(1,i)~=pre
candidatos=[candidatos vp(1,i)];
end
end,
indice=0;
for j=1:size(candidatos,2)
```

```

indice=indice+1;
    i=candidatos(1,j);
vaux=[i pre];

    [ R2,R2adj,F,nivel_F,p,b, b_intconf, Fparcial, pparcial,
residuo, nvalidos, VIF, AIC, AICc] = regresion_lineal_multiple(
M,nd,vaux,1,0.05,'no');
Ftoenter(1,indice)=i;
Ftoenter(2,indice)=Fparcial(1,1);
Ftoenter(3,indice)=pparcial(1,1);

end
Ftoenter
    k=find(Ftoenter(3,)==min(Ftoenter(3,:)));
'variable con maxima F, minima p para entrar: '
Ftoenter(1,k)
cleark
salida=input('(si=1, no=0)');
clearindiceFtoenter
end
end

```