

# Influencia del viento y de las variaciones de la presión atmosférica en el nivel del mar de marismas y estuarios

Effect of wind and atmospheric pressure variations on the mean sea level of salt marshes and estuaries

**Juan José Muñoz Pérez.** Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

Jefe de la Demarcación. Demarcación de Costas en Andalucía-Atlántico. jjmperez@mma.es

**Juan Manuel Abarca Molina.** Ingeniero Técnico de Obras Públicas y Licenciado en Ciencias Ambientales

Jefe de la Sección de Dominio Público. Demarcación de Costas en Andalucía-Atlántico. jabarca@mma.es

**Resumen:** Se presentan tres formulaciones para predecir las variaciones de largo periodo en el nivel del mar debidas no a la marea astronómica, sino a fenómenos meteorológicos como el viento y los cambios de presión tanto de carácter estacionario como dinámico. Para validar estas fórmulas, se analiza una serie de datos del nivel del mar de tres meses de duración tomada en dos puntos del caño de Sancti Petri separados 5 km entre sí. Se advierten importantes variaciones del nivel medio diario y se demuestra que dichas variaciones son causadas por cambios en la presión atmosférica. Las diferencias son tan importantes (llegan a ser de 26 cm en cuatro días y de 50 cm en un mes y medio) que no pueden ser explicadas únicamente por el factor barométrico invertido (FBI) estático y debemos acudir a la hipótesis dinámica. Los valores ajustados del FBI real oscilan entre 1.9 y 2.2 cm/mb, el doble de lo generalmente utilizado. Se proporciona una acotación superior de la fórmula, de fácil aplicación, para el FBI dinámico. Debido a la morfología y dimensiones del caño, el efecto del viento fue despreciable en este caso. Como conclusión, debe destacarse que cualquier estudio que persiga encontrar la determinación de niveles máximos del mar en estuarios y marismas, con vistas a la delimitación del dominio público marítimo terrestre o de zonas inundables, deberá considerar series de datos de un año mínimo de duración. En caso contrario, la predicción será siempre inferior a los valores reales.

**Palabras Clave:** Niveles extremales del mar; Factor barométrico invertido; Sancti Petri; Caño mareal; Golfo de Cádiz

**Abstract:** The article presents three formulas to predict long-term variations in sea level due not to astronomical tide but to weather effects such as the wind and changes in pressure of both seasonal and dynamic nature. In order to validate these formulas, an analysis was made of a series of sea level data recorded, over a period of three months, at two points in the Sancti Petri Channel spaced 5 km apart. Considerable variations were noted in the daily mean sea level and these variations have been shown to have been caused by changes in the atmospheric pressure. The differences are so large (as much as 26 cm in four days and 50 cm in six weeks) that they cannot be purely explained by the static inverted barometer effect (IBE) and we must then resort to a dynamic hypothesis. The adjusted values of the real IBE vary between 1.9 and 2.2 cm/mb, twice that generally employed. An easily applicable upper limit of the formula for the dynamic IBE is provided. On account of the form and the dimensions of the channel, the wind effect is negligible in this case. By way of conclusion it is indicated that any study attempting to establish the maximum sea levels in estuaries and salt marshes, in order to mark the boundaries of public-owned coastal zones or floodable areas, would require an examination of a series of data covering at least one year. If this is not the case, the forecast will always be lower than the real values.

**Keywords:** Extreme sea levels; Inverted barometer effect; Sancti Petri; Tidal channel; Gulf of Cádiz

## Introducción

De todos es sabida la relación que nos indica que a un incremento/disminución de 1 milibar de presión atmosférica (1 hPa), le corresponde un descenso/ascenso del nivel del mar de 1 cm. En otras palabras, cuando se acerca un anticiclón (buen tiempo y presiones altas) el nivel del mar desciende con respecto al que se obtendría para una presión atmosférica media de 1013 mb. En cambio, cuando se acerca una borrasca (mal tiempo y presiones bajas) el nivel del mar sube. Se trata de la conocida fórmula del Factor de Barómetro Invertido (FBI) planteada por primera vez con datos reales por Ross (1854), tras pasar el invierno de 1848-1849 en el Ártico canadiense.

Sin embargo, debemos recordar que, entre las hipótesis en las que se basa esta formulación, destaca la de un mar en reposo, estático ante un campo de presiones también estacionario. Cuando este requerimiento falla, por ejemplo porque la borrasca se desplaza con una cierta celeridad, el FBI puede aumentar sensiblemente, sobre todo si este acontecimiento tiene lugar en zonas de aguas someras o de profundidad reducida como estuarios o marismas.

La importancia de este fenómeno se debe a la escasa pendiente de estos terrenos, ya que una pequeña oscilación del nivel del mar conlleva una gran variabilidad de las zonas inundables. Por tanto, conocer la máxima cota esperable para un periodo de retorno determinado es imprescindible para una correcta delimitación del Dominio Público Marítimo Terrestre y la consiguiente planificación u ordenación de usos del territorio.

Un ejemplo de estas zonas de profundidades reducidas podría ser el caño de Sancti Petri (ver figura 1), donde Vidal y Tejedor (2005) ya han descrito la propagación de la onda de marea y sus corrientes asociadas. El efecto de las mareas en la inundabilidad de ríos subsidiarios del caño, como el Iro a su paso por Chiclana, fue estudiada por Muñoz-Pérez et al. (2002). Además, Martín et al. (2006) determinaron el régimen extremo de la marea astronómica en esta zona. Sin embargo, no se ha estudiado todavía la influencia de la marea meteorológica en dichos niveles máximos.

El objetivo de este artículo es presentar unos sencillos modelos matemáticos que permiten estimar la influencia del viento y de una variación barométrica dinámica en el cambio del nivel del mar. Posteriormente, se analizarán unos resultados tomados en el caño de Sancti Petri (Cádiz) con la intención de validarlos.

## Introduction

*It is a well known fact that a one millibar increase/decrease in atmospheric pressure (1 hPa) corresponds to a 1 cm drop/rise in the sea level. This then means that when an anticyclone approaches (bringing good weather and high pressures) the sea level drops with respect to that obtained at a standard atmospheric pressure of 1013 mb. However, when a cyclone approaches (inclement weather and low pressure) the sea level rises. This is the well known Inverted Barometer effect (IBE), first established by Ross (1854) on the basis of real data after spending the winter of 1848-1849 in the Canadian Arctic.*

*However, one of the hypotheses on which this formula is based is that the sea is in a calm state and remains static under a similarly stationary atmospheric pressure field. When this requirement is not met, such as when the storm is moving with certain urgency, the inverted barometer effect may noticeably increase, particularly when this occurs in areas of shallow waters or reduced depth such as estuaries and salt marshes.*

*This factor is important on account of the low lying nature of these areas and where a slight change in sea level may imply large variations in the areas flooded by the same. It is then essential to know the maximum sea level forecast over a specific return period in order to allow the correct marking of boundaries of coastal zones and ensuing land planning and territorial arrangement.*

*One example of these shallow areas is the Sancti Petri channel (see Figure 1), and where Vidal and Tejedor (2005) have already described the tide wave propagation and the associated currents. The effect of tides in the flooding of tributaries to the channel, such as the Iro on passing through the town of Chiclana, have been studied by Muñoz-Pérez et al. (2002). Furthermore, Martín et al. (2006) have established the extreme astronomical tides for this area. However, no studies have been made to date regarding the influence of the meteorological tide on these maximum levels.*

*The object of this article is to present a number of simple mathematical models to enable forecasts of the influence of the wind and dynamic barometric variation in changes in sea level. A series of results taken in the Sancti Petri channel (Cádiz) will subsequently be analyzed with the aim of validating the same.*

### Modelos matemáticos analíticos

#### Factor barométrico

En este apartado se introduce la formulación utilizada, evitando los complejos desarrollos matemáticos que pueden consultarse en cualquier texto especializado (v.g. Pugh, 1987).

Como ya se ha comentado en la introducción, el FBI estático puede expresarse en condiciones de equilibrio, sin corrientes, mediante la siguiente expresión:

$$\Delta z = -\frac{\Delta Pa}{\rho g} = -FBI_{est} \cdot \Delta Pa \quad (1)$$

Que para una densidad del mar  $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$  y una gravedad de  $9.81 \text{ m/s}^2$ , expresando la variación del nivel del mar  $\Delta z$  en centímetros y la variación de la presión atmosférica  $\Delta Pa$  en milibares resulta un  $FBI_{est}$  de  $1 \text{ cm/mb}$ . Es decir:

$$\Delta z \approx -\Delta Pa \quad (2)$$

Como ejemplo ilustrativo, imaginemos dos típicas situaciones de anticiclón y borrasca de  $1024$  y  $980$  mb respectivamente. La diferencia es en este caso de  $44$  milibares entre una y otra ( $1024 - 980$ ). La anterior formulación nos permite predecir que el nivel del mar en invierno puede superar fácilmente los  $44$  cm por encima del nivel del mar con buen tiempo. Recordemos que en alguna ocasión, como durante el famoso temporal de febrero de  $1941$ , se han registrado valores inferiores a los  $960$  mb en nuestra península.

Además, esta diferencia de nivel puede verse aumentada en aguas de profundidad reducida. Para una perturbación atmosférica que se propaga a una velocidad  $C_{pa}$  (m/s) sobre una superficie de agua de "d" metros de profundidad, se obtiene:

$$\Delta z \approx -\frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\Delta Pa}{\left(1 - \left(\frac{C_{pa}}{\sqrt{gd}}\right)^2\right)} = -FBI_{din} \cdot \Delta Pa \quad (3)$$

Obviamente, el factor de amplificación  $FBI_{din}$  coincide con el  $FBI_{est}$  para  $C_{pa} = 0$ . Nótese que el término diferenciador entre ambas situaciones es fun-

### Analytical mathematical models

#### Barometric effect

In this section we shall introduce the equation employed, when avoiding complex mathematical expansions that may be consulted in any specialized text (See, Pugh, 1987).

As indicated in the introduction, the static IBE may be expressed, in calm conditions without currents, by the following equation:

$$\Delta z = -\frac{\Delta Pa}{\rho g} = -FBI_{est} \cdot \Delta Pa \quad (1)$$

For a seawater density of  $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$  and a gravity of  $9.81 \text{ m/s}^2$ , when expressing the variation in sea level  $\Delta z$  in centimetres and the atmospheric pressure variation  $\Delta pa$  in millibars, this then gives an  $IBE_{est}$  of  $1 \text{ cm/mb}$ , namely:

$$\Delta z \approx -\Delta Pa \quad (2)$$

By way of example, we shall imagine two typical anticyclone and cyclone conditions of  $1024$  and  $980$  mb respectively. The difference in this case of  $44$  millibars between the two ( $1024 - 980$ ). The preceding equation make it possible to predict that the winter sea level might easily rise above the sea level by over  $44$  cm in good weather. It may be recalled that on certain occasions, such as the famous storm of February  $1941$ , values of under  $940$  mb were recorded on the peninsular. Furthermore, this difference in level may be increased in shallower waters. For a storm or atmospheric disturbance propagated at a speed of  $C_{pa}$  (m/s) over a water surface with a depth of "d" metres, the variation in sea level may be seen to be:

$$\Delta z \approx -\frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\Delta Pa}{\left(1 - \left(\frac{C_{pa}}{\sqrt{gd}}\right)^2\right)} = -FBI_{din} \cdot \Delta Pa \quad (3)$$

The amplification factor  $IBE_{din}$  ( $FBI_{din}$  in equation) obviously coincides with the  $IBE_{est}$  for  $C_{pa} = 0$ . It should be noted that the differentiating term



Fig. 1. Situación del caño de Sancti Petri con la ubicación de los sensores de presión en los puertos deportivos de Gallineras y Sancti Petri/Plan of the Sancti Petri channel showing the location of the pressure loggers at the Gallineras and Sancti Petri Pleasure Harbours.



ción del cuadrado de la razón entre la velocidad de la perturbación  $C_{pa}$  y la velocidad de una onda larga para una profundidad dada  $\sqrt{(gd)}$

En teoría, la expresión (3) podría hacerse infinita en el caso de que su denominador se anulase, lo que sucedería para valores de  $C_{pa}$  similares a  $\sqrt{gd}$ . En un caso real, esta resonancia se vería minimizada por la fricción pero no sería despreciable. Por ejemplo, para una celeridad  $C_{pa}$  de 20 km/h, el  $FBI_{din}$  valdría 1.07 en profundidades de 50 m, 1.14 para  $d = 25$  m, y tendríamos resonancia para profundidades de 3 metros, que recordemos resulta ser la profundidad media del caño de Sancti Petri. En la figura 2 pueden obtenerse

between both situations is a function of the square of the ratio between the velocity of disturbance  $C_{pa}$  and the velocity of a long wave for a given depth  $\sqrt{(gd)}$ .

Equation (3) could, in theory, be infinite in the case that its denominator were annulled, and which would occur for values of  $C_{pa}$  similar to  $\sqrt{gd}$ . In reality, this resonance would be minimized by friction but would not be negligible. By way of example, for a  $C_{pa}$  velocity of 20 kph, the  $FBI_{din}$  would be 1.07 in depths of 50m, 1.14 for  $d = 25$  m, and we would obtain resonance for depths of 3 metres, which so happens to be the mean depth of the Sancti Petri channel. In

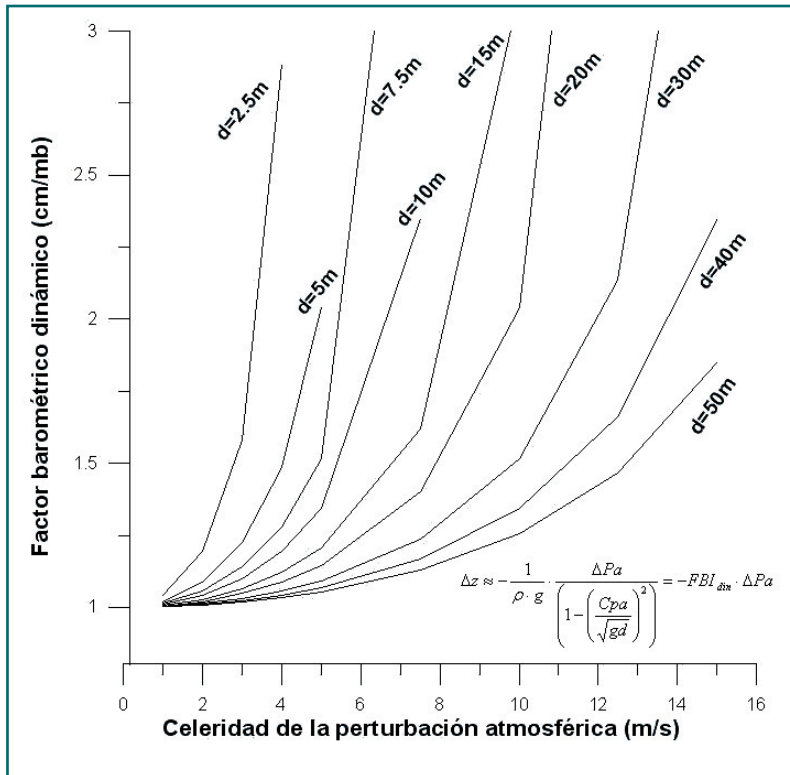


Fig. 2. El Factor de Barómetro Invertido como función de la celeridad de la perturbación atmosférica (Cpa) y la profundidad (d)/The Inverted Barometer effect as a function of atmospheric disturbance (Cpa) and depth (d).

los valores del  $FBI_{din}$  en función de  $Cpa$  y de la profundidad "d".

### Factor eólico

Por otra parte, también tenemos la elevación del nivel del mar debida a la tensión tangencial del viento. Aunque no es sencillo el separar dicho efecto del producido por la variación barométrica, si que es relativamente fácil modelarlo (Pugh, 2004).

$$\Delta z = \frac{C_D \cdot \rho_a \cdot W_{10}^2}{g \cdot \rho \cdot d} \cdot \Delta x = \psi_w \cdot \Delta x \quad (4)$$

Donde  $\rho$  y  $\rho_a$  son las densidades del agua del mar y del aire respectivamente y  $W_{10}$  es la velocidad del viento medida a 10 metros de la superficie del mar. La variable  $\Delta x$  es el Fetch o distancia medida sobre la mar en la dirección de actuación del viento. Finalmente,  $C_D$  es el coeficiente de arrastre o de fricción en la superficie del mar y puede calcularse mediante

$$C_D = (0.63 + 0.066W_{10}) \cdot 10^{-3} \quad (5)$$

Figure 2, the values of the  $FBI_{din}$  may be obtained in accordance with the  $Cpa$  and depth "d".

### Wind factor

We also have to consider the rise in sea level due to the tangential stress of the wind. While it is not easy to separate this effect from that caused by barometric variation, it is relatively easy to model the same (Pugh, 2004).

$$\Delta z = \frac{C_D \cdot \rho_a \cdot W_{10}^2}{g \cdot \rho \cdot d} \cdot \Delta x = \psi_w \cdot \Delta x \quad (4)$$

Where  $\rho$  and  $\rho_a$  are the densities of the seawater and air respectively and  $W_{10}$  the wind speed at 10 metres above the sea surface. The variable  $\Delta x$  is the fetch of the distance wind travels without interference over the sea. Finally,  $C_D$  is the drag coefficient or friction over the sea surface which may be calculated by:

$$C_D = (0.63 + 0.066W_{10}) \cdot 10^{-3} \quad (5)$$

Figure 3 shows the values of  $\psi_w$  in accordance with  $W_{10}$  and "d". In order to obtain the rise in sea level it is only necessary to multiply by the given fetch  $\Delta x$ .

### Study area: the Sancti Petri channel

The Sancti Petri Channel is set in the Gulf of Cádiz, separating the towns of San Fernando and Chiclana (Fig. 1). The channel has a double inlet as both ends of the arm are connected to two different bodies of water: the Bay of Cádiz to the north (La Carraca) and the Atlantic Ocean to the south (Sancti Petri Pleasure Harbour). The tide is semidiurnal, with a tidal range normally between 3.5 and 0.75 m for spring tides and neap tides respectively (Aboitiz et al. 2008). Throughout its approximately 16 km length, the depth with respect to the mean sea level varies from a few decimetres, around Isla Vicario, to up to five metres at both ends of the channel, with a mean value of some 3 m.

The Channel consists of a main section, with large intertidal surfaces on both sides, and numerous secondary channels that often dry out in low-water springs (Figure 4). Some of these latter channels are

La figura 3 muestra los valores de  $\psi_w$  en función de  $W_{10}$  y "d". Para obtener la elevación del nivel del mar sólo hay que multiplicar por el fetch "Δx" dado.

### Área de estudio: el Caño de Sancti Petri

El Caño Sancti Petri está situado en el Golfo de Cádiz, separando los términos municipales de San Fernando y Chiclana (fig. 1). Se trata de un brazo de mar de doble entrada, ya que sus extremos están conectados a dos cuerpos de agua diferentes: la Bahía de Cádiz en su extremo norte (La Carraca) y el Océano Atlántico al sur (Puerto Deportivo de Sancti Petri). La marea es de tipo semidiurno, con una carrera que oscila habitualmente entre 3.5 y 0.75 m para mareas vivas y muertas respectivamente (Aboitiz et al., 2008). Con una longitud de unos 16 km, la profundidad respecto al nivel medio del mar varía entre los pocos decímetros, alrededor de la Isla Vicario, hasta los cinco metros en ambos extremos, siendo el valor medio de unos 3 m.

Este Caño consta de un canal principal, con amplias superficies intermareales adosadas a ambos lados, y de numerosos caños secundarios que pueden quedar en seco en bajamares vivas (figura 4). La naturaleza de estos últimos es antrópica en ocasiones, teniendo como finalidad el abastecimiento de agua a las antiguas salinas, abandonadas unas y transformadas otras en piscifactorías.

La sección transversal del caño es relativamente simétrica. Tiene una fuerte pendiente de un 10% entre las cotas +1 y -4 (referidas a la Bajamar Máxima Viva Equinoccial o BMVE), que va disminuyendo hasta un 4% por debajo de dicha profundidad. Las zonas intermareales sólo tienen un 2% de pendiente mientras que por encima de la cota de la pleamar, aunque carecemos de datos topográficos precisos, se aprecia que el terreno es mucho más llano (figura 5).

### Campaña de toma de datos

Se colocaron, simultáneamente, dos sensores de presión de la marca AQUAlogger 520. El primero cerca de la salida al Océano Atlántico, en el Puerto Deportivo de Sancti Petri; el segundo en el P.D. de Gallineras, en el tramo intermedio del caño, a unos 5 Km del anterior (figura 1).

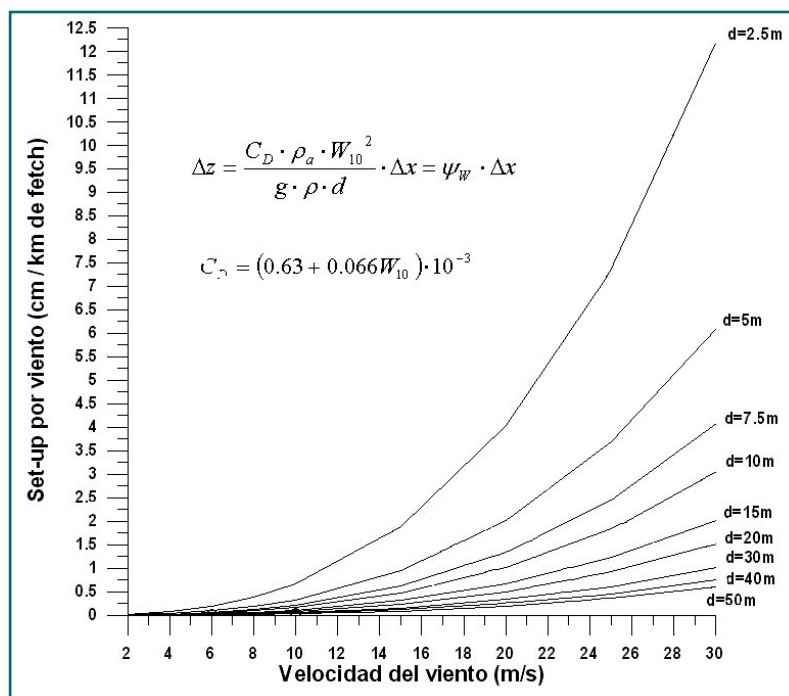


Fig. 3. Subida del nivel del mar (en cm / km de fetch) por efecto del viento en función de la velocidad ( $W_{10}$ ) y de la profundidad (d)/Rise in sea level (in cm/km of fetch) due to the effect of the wind, as a function of velocity ( $W_{10}$ ) and depth (d).

man-made and served to supply water to the old salt works, some of which having since been abandoned and others converted into fish farms.

The cross-section of the channel is relatively symmetrical. It has a steep gradient of 10% between levels +1 and -4 (referenced to Low Water Datum – lowest low water at springs) that levels out to 4% below the said depth. The intertidal areas only have a 2% slope but above the high water level, and while lacking precise topographic details, the land appears to be far flatter (Figure 5).

### Data collection

Two AQUAlogger 520 pressure monitors were positioned at the same time: one close to the Atlantic Ocean outlet at the Sancti Petri Pleasure Harbour; and the second at the Gallineras Harbour, in the midway point of the channel, some 5 km from the first logger (figure 1).

Measurements were taken every 10 minutes over a period of three months, from 6 October 2006 to 5 January 2007. In order to eliminate fluctuations of less than 1 hour, an  $A_6 A_6 A_7$  moving average filter was employed (Godin, 1972).

The atmospheric pressure data was supplied by the Spanish Navy Observatory in San Fernando





Fig. 4.  
Fotografía aérea en bajamar del caño de Sancti Petri y su desembocadura en el Océano Atlántico. Se aprecian los muros de vuelta afuera, las planicies intermareales y algunos caños secundarios casi en seco. / Aerial photograph of the Sancti Petri channel at the Atlantic Ocean outlet, taken at low tide. Note the sea walls, the intertidal flats and a number of almost dry secondary channels.

Las medidas, cada 10 minutos, fueron tomadas durante tres meses, del 6 de octubre de 2006 al 5 de enero de 2007. Para eliminar las fluctuaciones de período inferior a 1 hora se usó un filtro de media móvil  $A_6A_6A_7$  (Godín, 1972).

Los datos de presión atmosférica fueron proporcionados por el Real Observatorio de la Armada en San Fernando (Cádiz). A las series horarias, tanto de presión como de nivel del mar, se les aplicó un filtro  $A_{24}A_{24}A_{25}$  para la obtención de los valores medios diarios.

Para estudiar la variabilidad de la marea meteorológica, primero se efectuó el análisis armónico a los datos de elevaciones del nivel de mar. Posteriormente, se encuentra la serie residual restando la predicción de la marea astronómica, calculada con las componentes armónicas, a la serie completa original de datos.

La comprobación de la correlación entre la presión media y los niveles del mar diarios se realiza mediante análisis espectral, de acuerdo a la metodología de Koopmansm (1974), y una sencilla regresión lineal.

(Cádiz). An  $A_{24}A_{24}A_{25}$  was applied to the hourly series of pressure and sea level readings in order to obtain the mean daily values.

In order to study the variability in the meteorological tide, a harmonic analysis was first made of the sea level rise data. The residual series was then found on deducting the forecasted astronomic tide, calculated with harmonic components, from the complete original series of data.

The correlation between the mean pressure and the daily sea levels was verified by spectral analysis, according to the Koopman method (1974) and by simple lineal regression.

## **Results and discussion**

### **Results of field data and analysis**

On analysing the three months of data, the mean daily values of the sea level were seen to vary widely; there being up to 50 cm difference between the maximum and minimum values over just one month

## Resultados y discusión

### Resultados de los datos de campo y su análisis

Analizados los tres meses de datos, los valores medios diarios del nivel del mar muestran una gran variabilidad: hay hasta 50 cm de diferencia entre los valores máximos y mínimos en sólo un mes y medio en el P.D. de Gallineras y valores similares, aunque algo menores (un 13%), en el P.D de Sancti Petri (ver figura 6). Se aprecian también variaciones importantes en una escala temporal menor (26 cm en 4 días). El coeficiente de correlación entre ambas series residuales es de 0.98, lo que indica que el fenómeno estudiado no es puntual, sino general a lo largo de todo el caño.

La existencia de unos máximos en el análisis espectral cruzado, correspondientes a los períodos de 4 y 9 días, confirma la interpretación anterior.

Todo lo expuesto demuestra la existencia de una causa de origen no astronómico que induce grandes variaciones en el nivel medio del mar en el caño de Sancti Petri. En el apartado matemático anterior presentamos un modelo analítico que intentaba justificar estas variaciones achacándolas al FBI. Para comprobarlo, basta comparar ambas series (ver figura 6), apreciándose que, efectivamente, los ascensos (descensos) del nivel medio diario del mar coinciden con disminuciones (aumentos) de la presión atmosférica. Sin embargo, los cambios experimentados por el nivel del mar son muy superiores a las variaciones en la presión atmosférica. El ajuste lineal entre ambas series proporciona un valor del FBI de 2.2 cm/mb en Gallineras, con una buena correlación de 0.84, que permite explicar el 85% de la variabilidad del nivel medio diario. El FBI obtenido para Sancti Petri fue similar, de 1.9.

Para el 15% restante se ha intentado una regresión con los datos de viento filtrados mediante un  $A_{24}A_{24}A_{25}$ . Del bajo coeficiente de correlación obtenido, se deduce que el viento no tiene un efecto significativo sobre las oscilaciones del nivel medio diario del mar en este caño. Quizás podría encontrarse la causa en las componentes de largo periodo  $Mm$  y  $Msf$ . Sin embargo, tres meses de datos han sido estadísticamente insuficientes para su determinación, pues su desviación típica resulta del mismo orden de magnitud que su valor promedio (Alazne et al., 2008). Es imprescindible para su determinación, por consiguiente, el disponer de un registro de marea con una duración mínima de 1 año. Debe insistirse en que un mes de datos (tiempo

and a half at the Gallineras Pleasure Harbour and similar, though slightly lower figures (around 13%), at the Sancti Petri Harbour (see Figure 6). Considerable variations were also noted over shorter time periods (26 cm in 4 days). The correlation coefficient between both residual series is 0.98, which shows that the phenomenon in question is not applicable to just one point, but generally occurs throughout the channel. The presence of certain maximums in the cross-spectral analysis, corresponding to 4 and 9 days, go to confirm the above interpretation.

This then demonstrates the presence of a cause of non-astronomical nature that leads to large variations in the mean sea level of the Sancti Petri channel. In the preceding mathematical section we presented an analytical model that aimed to justify these variations by attributing these to the IBE. In order to verify the same, it is only necessary to compare both series (see Figure 6) and from which it may be seen that the rises (falls) in the daily mean sea level effectively correspond to the drops (rises) in atmospheric pressure. However, the changes noted in the sea level are far higher than the variations in the atmospheric pressure. A lineal adjustment between both series gives a IBE value of 2.2 cm/mb in Gallineras, with a good correlation of 0.84, which then explains the 85% variability in the daily mean sea level. The IBE obtained at Sancti Petri was similar, being set at 1.9.

For the remaining 15%, a regression has been attempted on the basis of the wind data filtered by  $A_{24}A_{24}A_{25}$ . In accordance with the low correlation coefficient obtained, it has been deduced that the wind does not have a significant effect on the fluctuations in the daily mean sea level in this channel. The causes for this may perhaps be found in the long period components  $Mm$  and  $Msf$ . However, three months of data have been shown to be statistically insufficient to establish this factor, as the standard deviation is seen to be of the same magnitude as its mean value (Alazne et al. 2008). In order to establish this factor it is essential that tide recordings be made over at least one year. It should be emphasized that data recordings over one month (the standard time for the placement of tide gauges, on account of the urgency with which these studies are required and the low budget allocated to the same) do not allow sufficient time for the correct forecast of extreme sea levels in shallower waters.



usual de colocación de los mareógrafos, debido a la premura con la que se precisan estos estudios y al poco presupuesto dedicado a ellos) no es suficiente para obtener una buena predicción de niveles extremos en aguas reducidas.

**Ajuste de la fórmula analítica del Factor de Barómetro Invertido**

Tal y como comentamos anteriormente, observando la fórmula (3) del factor barométrico invertido dinámico y la figura 2, podemos deducir que hay una profundidad limitadora de la Celeridad de la perturbación atmosférica, puesto que la  $C_{pa}$  no puede ser mayor de  $\sqrt{(g \cdot d)}$ . Utilizando el valor 2.2 del FBI de Gallineras junto con su profundidad media de 3m, podemos ajustar una  $C_{pa}$  máxima de  $0.74 \cdot \sqrt{(g \cdot d)}$ . Si hacemos lo mismo para Sancti Petri (FBI=1.9 y  $d=5m$ ), resulta una  $C_{pa}$  max de  $0.69 \cdot \sqrt{(g \cdot d)}$ . Ello supone unas celeridades máximas de 4.0 y 4.8 m/s (14.4 y 17.4 km/h). La hipótesis de la existencia de un "valor umbral" del  $FBI_{din}$  deberá corroborarse con datos suplementarios que cubran un periodo de tiempo muy superior.

Este FBI real de 2.2 significa que, para variaciones barométricas usuales en la zona (v.g. 44 mb), el incremento del nivel medio del mar es de casi un metro. Si esta elevación coincidiera con una pleamar viva, la zona inundada sería muy amplia dada la escasa pendiente de los terrenos ubicados a esa cota.

**Influencia del viento**

En cuanto al factor de viento, la fórmula (4) y la figura 3 nos permiten apreciar una serie de condicionantes que podrían explicar el por qué no interviene más activamente en el proceso de elevación del nivel del mar dentro del caño. En primer lugar, se trata de un canal de escasa anchura (400m en pleamar) por lo que cualquier dirección del viento que no coincida con la del caño no tendrá efecto apreciable alguno. Fijémonos en que nuestra sobreelevación por viento es inversamente proporcional a la profundidad, pero depende directamente del cuadrado de la velocidad del viento. Con una profundidad de 5 m, velocidades de 10 m/s (36 km/h) sólo inducirían 0.4 cm /km, mientras que se necesitan 20 m/s (72 km/h) para obtener incrementos de 2 cm/km de fetch. Para un fetch como el nuestro de unos 5 km, ello supondría elevaciones del nivel de mar de 2 cm y 10 cm respectivamente.

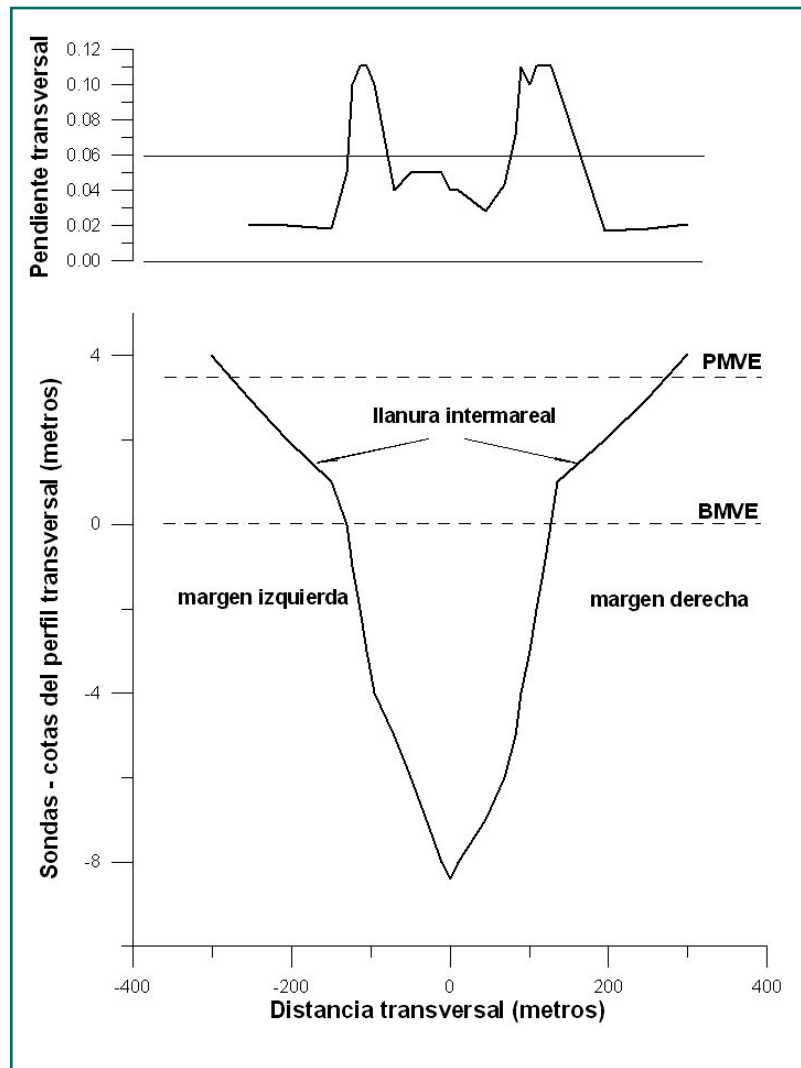


Fig. 5. Perfil transversal típico del caño Sancti Petri y de sus pendientes/Typical cross-section of the Sancti Petri channel and its banks.

**Adjustment of the analytical formula of the Inverted Barometer Effect**

As indicated above and on observing the equation (3) for the inverted barometer effect and figure 2, it may then be deduced that there is a restricting depth on the rising sea levels created by storms or atmospheric disturbance, as this can not be greater than  $\sqrt{gd}$ . When employing the IBE value of 2.2 for Gallineras together with its average depth of 3 m, we may then set a maximum  $C_{pa}$  of  $0.74 \cdot \sqrt{(gd)}$ . If we do the same for Sancti Petri (IBE = 1.9 and  $d = 5 m$ ), the maximum  $C_{pa}$  is then  $0.69 \cdot \sqrt{(gd)}$ . This then implies maximum velocities of 4.0 and 4.8 m/s (14.4 and 17.4 kph). The supposed presence of a "threshold value" of the  $IBE_{din}$  should be verified by supplementary data covering a much longer period.



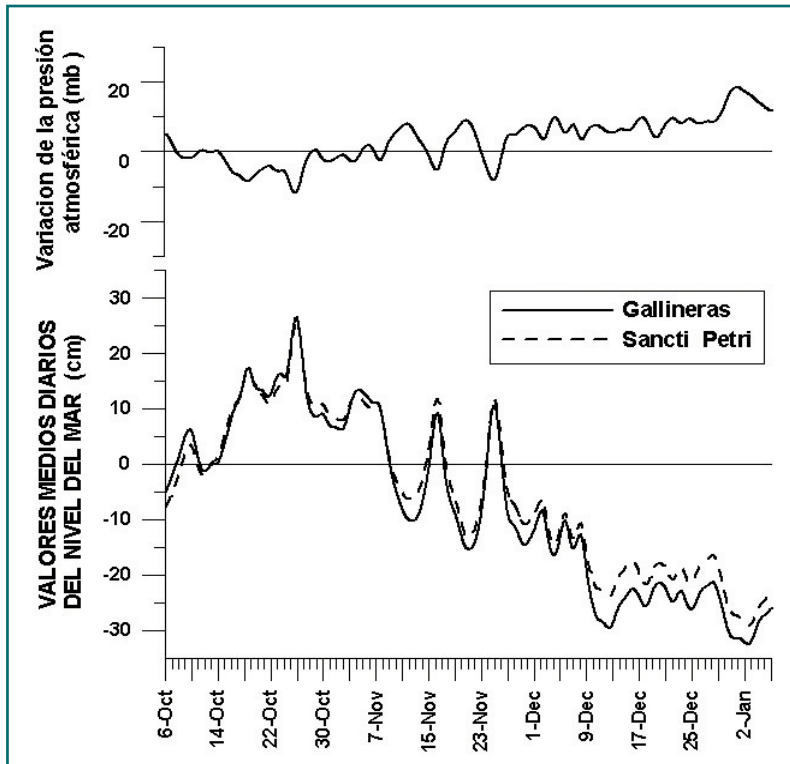


Fig. 6. Comparación entre los valores medios diarios del nivel del mar y de la presión atmosférica en los Puertos Deportivos de Gallineras y Sancti Petri/Comparison between the daily mean sea levels and the atmospheric pressure at the Gallineras and Sancti Petri Pleasure Harbours.

El efecto sería mayor con la marea baja, cuando la profundidad del caño disminuye. No obstante, entonces se debería tener en cuenta la velocidad en contra de la corriente vaciante. Es muy posible que sólo se pudiera contar con un par de horas de la estoa, cuando la corriente fuese casi nula. Por otra parte, el viento debe soplar con una fuerza suficientemente grande y constante durante un tiempo mínimo. No se han encontrado estudios sobre durante cuanto tiempo debería estar actuando el viento para conseguir la máxima elevación, pero pudiera deducirse de los datos presentados que precisaría algo más que el repunte de la marea.

## Conclusiones

Al analizar una serie de datos del nivel del mar de tres meses de duración en el caño Sancti Petri, se obtiene un factor de barómetro invertido (FBI) de entre 1.9 y 2.2 cm/mb. De ello se deduce que, en zonas de escaso calado (estuarios y marismas), la usualmente utilizada relación 1cm/mb se queda muy lejos de la realidad. Por tanto, es imprescindible el uso de la hipótesis barométrica dinámica, aunque haya que calibrarla y para ello se precisen series de un año de duración.

This real IBE of 2.2 implies an increase in the mean sea level of almost one metre under the normal barometric variations in the area (v.g. 44 mb). If this rise coincides with high water springs, the flooded area will be very large on account of the little variation in the height of the land in this area.

## Wind effect

With regard to the wind effect, equation (4) and Figure 3 reveal a series of conditions that go to explain the more negligible effect of the wind in terms of the rising sea levels within the channel. The first factor to take into account is that this is a very narrow channel (400 m at high tide) and any wind that is not moving in the same direction as the channel would have a negligible effect on the same. It should be reiterated that our wind set-up is inversely proportional to the depth but directly depends on the square of the wind speed. At a depth of 5 m and speeds of 10 m/s (36 kph), this would only induce 0.4 cm/km, and would require speeds of 20 m/s (72 kph) to obtain increases of 2 cm/km of fetch. For a fetch such as ours of just 5 km, this would imply rises in sea level of 2 cm and 10 cm respectively.

The effect would be greater at low water, when the depth of the channel reduces. However, it would then be necessary to take into account the opposing speed of the ebb tide. It is very possible that only a couple of hours of slack tide could be taken into consideration when the water is relatively still. Furthermore, the wind would have to blow constantly at a sufficiently high level over a minimum period of time. No studies have been located regarding the time the wind would have to act in order to achieve a maximum rise in sea level, but it may be taken from the data presented that this would require more than just the period of slack water.

## Conclusions

On analysing a series of data for the sea level at the Sancti Petri channel obtained over a period of three months, an inverted barometer effect was found of between 1.9 and 2.2 cm/mb. From this it may be taken that the standard ratio of 1cm/mb employed for shallow waters (estuaries and salt marshes) is very far from reality. It is then essential that dynamic barometric hypothesis be employed and that this be correctly



Un problema de esta formulación estriba en que, dada una profundidad determinada "d" y para celeridades de la perturbación atmosférica cercanas a la velocidad de onda larga,  $C_{pa} \approx \sqrt{(g \cdot d)}$ , se produce una inestabilidad numérica. Hasta disponer de los datos de campo necesarios, y como aproximación previa, puede usarse un valor máximo limitante de dicha celeridad de  $0.74 \cdot \sqrt{(g \cdot d)}$

Además, en este caso particular, el efecto viento no es significativo. Una posible explicación, que puede extrapolarse a otros lugares, es la escasa anchura del caño, lo que implica que sólo interactúan los vientos cuya dirección es coincidente con el eje del canal. Ello, conjuntamente con que debe coincidir con el repunte de la marea en bajamar (d mínima), que dura escasamente dos horas, y con el escaso fetch, apenas 5 km, imposibilita un importante incremento del nivel del mar.

Por otra parte, los datos de campo nos han dado diferencias del nivel medio diario del mar de hasta 26 cm en 4 días y 50 cm en un mes y medio. La delimitación de zonas inundables o del dominio público marítimo terrestre sigue siendo un objetivo prioritario de las Administraciones Públicas. Por consiguiente, debe reiterarse que no es suficiente la usual toma de datos mensual para determinar los niveles máximos del mar en estuarios y marismas. En caso de persistir en esta práctica habitual, el nivel calculado se quedará siempre por debajo del real, y el estudio deberá calificarse de poco serio cuanto menos. ♦

*calibrated following the recording of a series of data over a one-year period.*

*One problem of this formula lies in the numerical instability given for a depth "d" and for storm surges or atmospheric disturbances close to the long wave velocity  $C_{pa} \approx \sqrt{(g \cdot d)}$ . Until further field data is available, and by way of approximation, the maximum limiting value of the said surge or velocity may be taken as  $0.74 \cdot \sqrt{(g \cdot d)}$ .*

*In our particular case the wind did not have a significant effect. One possible explanation, that may be extended to other areas, is the relatively narrow section of the channel which means that only those winds coinciding with the direction of the channel will interact with the same. The fact that these winds have to coincide with the period of slack water following low tide (minimum d) which barely lasts two hours and the limited fetch of just 5 km further prevent any sizeable increase in sea level.*

*Finally, the field data has given differences in the daily mean sea level of up to 26 cm in 4 days and 50 cm in six weeks. The marking of the boundaries of floodable areas or the public coastal zone continues to be a priority objective of the Public Authorities and, for this reason, the standard practice of taking monthly data is seen to be insufficient to establish the maximum sea levels in estuaries and salt marshes. If this common practice is allowed to continue, the calculated level will always be below the real level and the study will lack the necessary accuracy. ♦*

#### Referencias/References:

-Aboitiz, A.; B. Tejedor, J. J. Muñoz-Pérez and J. M. Abarca (2008). Relation between daily variations in sea level and meteorological forcing in Sancti-Petri Channel (SW, Spain). *Ciencias Marinas* 34(4), 491-501

-Godín, G. (1972) *The analysis of tides*. University of Toronto Press. Toronto, Ontario, Canada. 264 pp

-Koopmansm, L.H. (1974) "The spectral analysis of time series" Academic Press.

-Martín P., B. Tejedor, J.M. Abarca and J.J. Muñoz-Pérez, (2006). Determinación del nivel máximo de las mareas en estuarios y marismas: aplicación al Caño de Sancti Petri (Cádiz). *Revista de Obras Públicas*, vol. 3467, junio, 13-26

-Muñoz-Pérez J.J., J.C. de la Cruz y P. Valdés (2002). Efectos de las mareas sobre las avenidas del río Iro en Chiclana de la Frontera (Cádiz). *Ingeniería Civil*, ISSN: 0213-8468, 133-140

-Pugh, D.T. (1987) *Tides, surges and mean sea level*. John Wiley & Sons

-Pugh, D.T. (2004) *Changing sea level. Effects of tides, weather and climate*. Cambridge University Press

-Ross, J.C. (1854). On the effect of the pressure of the atmosphere on the mean level of the ocean. *Phil. Trans. R. Soc.* 144, 285-296

-Vidal, J and B. Tejedor (2005) Study of the dynamic behaviour of the Sancti Petri channel, Southwest coast of Spain. *Ciencias Marinas*, Vol. 31 (4)