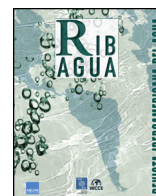




RIBAGUA

www.elsevier.es/ribagua



Artículo científico

Estimación del caudal a partir de la evolución del nivel del agua en un estuario con onda de marea estacionaria



L.P. Thomas* y B.M. Marino

Grupo Flujos Geofísicos y Ambientales, Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos Aires, CONICET-UNCPBA, Tandil, Argentina

INFORMACIÓN DEL ARTÍCULO

Historia del artículo:

Recibido el 3 de junio de 2015
Aceptado el 17 de enero de 2016
On-line el 18 de marzo de 2016

Palabras clave:

Medición de caudal
Caudal no estacionario
Estuarios
Río Quequén Grande
Onda de marea estacionaria

Keywords:

Discharge measurement
Non-steady discharge
Estuaries
Quequén Grande River
Standing tidal wave

R E S U M E N

Se presenta un método para calcular la descarga de agua dulce en un estuario y el flujo neto intercambiado con el mar a partir de la medición del nivel de la columna de agua en estaciones de monitorización fijas. El mismo surge de la necesidad de obtener datos confiables de las descargas de agua bajo las condiciones morfológicas particulares que condicionan el comportamiento hidrodinámico del estuario de planicie costera del río Quequén Grande (Buenos Aires, Argentina), y en el que la onda de marea en su interior tiene características de onda estacionaria. La técnica se calibra con mediciones directas de caudal obtenidas con un correntómetro acústico Doppler en trabajos de campo durante periodos de lluvias escasas y abundantes. Se encuentra que el caudal intercambiado por el mar es proporcional a la derivada temporal de la altura de la superficie libre, y que la descarga fluvial puede calcularse por medio de la diferencia de altura entre estaciones de medición. Los resultados permiten cuantificar el aporte del río en las temporadas secas y lluviosas, y los flujos generados por ocasionales mareas extraordinarias. El procedimiento propuesto es sencillo de aplicar, no requiere de instrumentos complejos para la medición continua de velocidad y permite aprovechar tanto las redes de monitorización existentes para proporcionar información de los flujos estuarinos en tiempo real como los datos históricos para reconstruir sus cambios con el tiempo.

© 2016 IAHR y WCCE. Publicado por Elsevier España, S.L.U. Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-ND (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Discharge estimation from the evolution of the water level in an estuary with standing tidal wave

A B S T R A C T

A method to calculate the freshwater discharge in an estuary and the net exchange flow with the sea measuring the evolution of the water level in fixed monitoring stations is presented. It rises from the need to obtain reliable data of discharges under the particular morphological conditions that determine the hydrodynamic behaviour of the coastal plain Quequén Grande River estuary (Buenos Aires, Argentina), in which the tide behaves as a standing wave. The technique is calibrated with direct measurements of discharges performed with an acoustic Doppler current profiler in field studies during periods of poor and abundant rains. It is found that the exchange of water with the sea is proportional to the time derivative of the height of the free surface, and the fluvial discharge can be estimated from the height difference between monitoring stations. The results make it possible to quantify the river contribution during dry and wet seasons, and the flows generated by occasional and unusual tides. The method proposed is simple, does not require complex instruments to continuously measure velocity, and takes advantage of existing monitoring nets to provide the information of the estuarine flows in real time and of historic files to evaluate the changes produced in the past.

© 2016 IAHR y WCCE. Published by Elsevier España, S.L.U. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

* Autor para correspondencia.

Correo electrónico: lthomas@exa.unicen.edu.ar (L.P. Thomas).

1. Introducción

La medición del caudal (también, descarga o gasto) en los estuarios es un asunto de importancia para evaluar el balance hídrico a nivel de cuencas, controlar la calidad del agua, diseñar estructuras de transporte, y validar y calibrar los modelos hidrológicos de precipitaciones, escorrentías, inundaciones y transporte de los elementos suspendidos. Las mediciones y la toma de decisiones relacionadas con la regulación de la actividad industrial local, el suministro de agua a las poblaciones cercanas, el control del volcado de efluentes, el funcionamiento de embalses, como para el mantenimiento de ecosistemas y la generación de energía con turbinas mareales. Por esto, para una gestión sustentable de los recursos hídricos asociados, es necesario obtener datos hidrológicos confiables en forma sostenida y sistemática.

Por su parte, las intrusiones mareales constituyen corrientes dinámicas complejas y turbulentas que son afectadas por las mareas astronómicas y, para una dada estructura geológica y geográfica del estuario, por el viento, la salinidad, la descarga del río y las marejadas ciclónicas (o *storm surges*) [1]. La disponibilidad de valores de la descarga mareal es escasa en comparación con la accesibilidad a datos del nivel mareal, probablemente debido al carácter no estacionario de este flujo, las limitaciones de los métodos convencionales y la carencia de instrumentos adecuados, o el elevado costo de medir la velocidad en forma continuada durante periodos extensos. Moftakhari et al. [2] argumentan que la estimación del flujo neto desde el estuario al océano es mejor realizarlo en la desembocadura, ya que se integran los procesos en una escala de cuenca, se eliminan los cambios antropogénicos experimentados en el tiempo y pueden usarse datos históricos del nivel del agua. Ellos modelaron analíticamente la descarga de la marea medida y la astronómica para estuarios con onda de marea progresiva. Mostraron que, si se conocen la descarga del río y la marea astronómica, la evolución del nivel del agua en la desembocadura puede predecirse. En forma similar, si se conoce la evolución del nivel del agua y la marea astronómica, la descarga del río puede estimarse a través de un modelo inverso. Este método fue aplicado en la bahía de San Francisco (California, Estados Unidos de América) y se reconstruyeron datos de las descargas e inundaciones en el periodo 1858-2010. Por otra parte, Cai et al. [3] elaboraron soluciones analíticas unidimensionales basadas en el nivel del agua y su pendiente para estimar la descarga de los ríos en estuarios y mejorar la predicción de la propagación de la marea en el estuario del río Yangtze (China). El procedimiento consta del análisis de la marea y de un procedimiento iterativo posterior para tener en cuenta la pendiente del nivel de agua generada por la fricción no lineal en el lecho.

La medición directa de la descarga en ríos y estuarios se efectúa mediante el muestreo de velocidad con correntómetros acústicos Doppler (o ADCP) a lo largo de la sección transversal [4–6]. En ríos mareales de agua dulce sin intrusión salina significativa, los perfiles de velocidad medidos en forma continua con un ADCP horizontal suelen relacionarse con el flujo medio aproximando la velocidad a una ley de potencia o una logarítmica [7,8]. No obstante, gradientes de salinidad significativos [9] o concentraciones excesivas de sedimentos [10] pueden entorpecer las mediciones, limitando la utilidad de los ADCP cerca de la desembocadura.

Aproximaciones indirectas para estimar el caudal de agua que atraviesa una determinada sección transversal de un curso natural se usan en un gran número de ríos alrededor del mundo. La forma más sencilla consiste en establecer una relación entre el caudal y la altura o nivel de la columna de agua, o «curva de calibración» (*rating curve*). Sobre la base de un número importante de mediciones directas y simultáneas, se obtiene la curva que luego se emplea

para estimar indirectamente la descarga a partir de la medición del nivel del agua con una regla limnimétrica, en estaciones de aforo o por sensado remoto. No obstante, debe observarse que el flujo en tramos rectos de canales, ríos y arroyos de sección transversal uniforme es típicamente unidireccional, estacionario y barotrópico, es decir, forzado por la diferencia de elevación entre posiciones corriente-arriba y corriente-abajo con un perfil vertical del flujo establecido por la hidrállica de canales abiertos [11]. Estas hipótesis que pueden ser adecuadas para ríos y flujos de laboratorio, en los que las corrientes muestran un marcado comportamiento cinemático, no son aplicables al caso de los estuarios donde la pendiente de la superficie libre o la energía potencial varían en el tiempo. En un canal estuarino, el flujo barotrópico conducido por gravedad resulta del ingreso de agua dulce corriente-arriba combinado con las corrientes mareales que oscilan entre el reflujos (en dirección corriente-abajo) y el flujo (en dirección corriente-arriba) que pueden revertir completamente la dirección de las corrientes. Así, las fuerzas debidas a la marea, la inercia del cuerpo de agua y la batimetría conducen a un flujo no estacionario donde la descarga no siempre está en fase con las variaciones de nivel y dan lugar a una curva de histéresis (o *loop-rating curve*) específica para cada estuario [12–16]. Luego, un dado nivel de agua puede corresponder a múltiples valores de descarga dependiendo de la posición en el ciclo mareal y el ingreso de agua dulce corriente-arriba. Pero además la circulación estuarina es afectada por la acción del gradiente baroclínico inducido por la diferencia de salinidad entre las aguas de río y de mar que, en proximidad de mar abierto, desarrolla una corriente residual de dos capas, con una superior de agua dulce fluyendo corriente-abajo mientras una capa inferior sobre el lecho fluye a otra velocidad o incluso corriente-arriba [17].

La medición de niveles de agua para la estimación del caudal y entones, para algunos investigadores, esta metodología no puede aplicarse en los ambientes estuarinos debido a la influencia mareal. No obstante, es común recurrir a las curvas velocidad-nivel del agua para calcular el flujo entrante a los estuarios procedente de las cuencas de drenaje, suponiendo que tal flujo es el mismo que el correspondiente al estuario y despreciando las incertezas presentadas por el método y la acción mareal [18–21]. Para numerosos ríos a lo largo del mundo, Petersen-Overlier et al. [22] observaron que el método de la regla limnimétrica presenta gran incertidumbre para caudales medianos y pequeños, y muy baja ante el movimiento de grandes volúmenes de agua. Da Silva Dias et al. [23] compararon los resultados obtenidos de mediciones de flujos de salida de dos cuencas hidrográficas medianas, las de los ríos Jaguaribe y Contas (72.000 y 66.000 km², respectivamente) localizadas sobre las costas noreste (semiárida) y respectivamente (técnica tropical), respectivamente, de Brasil. Ellos aplicaron las técnicas convencionales de la curva velocidad-nivel del agua y la perfilometría acústica (ADP) para definir el método más apropiado según las características transicionales entre los sectores estuarinos superior a medio y medio a inferior. Encontraron que los flujos de salida calculados con el primero de ellos eran de alrededor del 65% (Contas) y 95% (Jaguaribe) más bajos que los calculados con ADP, subestimando el balance neto de agua en ambos sistemas. Por otro lado, el uso de métodos remotos para medir el nivel del agua, el ancho o la pendiente de un curso acuoso con el fin de determinar la descarga, genera considerable interés especialmente cuando las mediciones en el terreno no son posibles [24].

Más recientemente, mediciones continuas de la velocidad superficial a partir de métodos de no contacto mostraron ser útiles para estimar la descarga [25–37]. El desafío consiste en utilizar la velocidad medida en superficie con el flujo subsuperficial. Típicamente, la velocidad superficial es convertida a velocidad promediada en profundidad vía una constante multiplicativa (conocida como *índice de velocidad*) [26], despreciando la variabilidad de los

perfiles del flujo estuarino a lo largo del ciclo mareal y la presencia de gradientes baroclínicos.

El objetivo de este trabajo consiste en presentar un método alternativo a los mencionados más arriba para estimar el caudal de agua dulce descargada en un estuario en el que la onda de marea presenta un movimiento esencialmente estacionario, y el flujo neto intercambiado entre dicho estuario y el mar. El mismo se aplica en el estuario micro-mareal y de la planicie del río Quequén Grande (ERQG), localizado en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires (Argentina), que es representativo por sus características de otros estuarios argentinos por lo que los resultados aquí presentados pueden aplicarse también a ellos. La técnica se basa en un modelo hidráulico a partir de la medición continua de la altura de la columna de agua en dos estaciones fijas de monitorización y se calibra con mediciones directas del caudal obtenidas con un ADCP en trabajos de campo durante periodos de lluvias escasas, caracterizados por descargas pobres del río, y de lluvias abundantes. Los resultados se emplean para encontrar el tiempo que necesita el estuario para recuperar su régimen «ordinario» después de periodos de precipitaciones abundantes y de la ocurrencia de eventos meteorológicos extremos en el sistema. Las mediciones de campo para esta situación particular proporcionan una forma adicional de validación del modelo. También se reportan las mediciones realizadas para determinar el estado de estratificación del estuario bajo las condiciones de medición, asociado con la dinámica de la onda mareal.

Este manuscrito se estructura de la siguiente forma. Las secciones 2 y 3 describen el área de estudio y las mediciones de campo respectivamente. Luego se presenta el modelo conceptual que se usa para determinar el caudal estuarino. Siguen la determinación del alcance mareal, la presentación de situaciones de interés y del análisis de los resultados. Finalmente se dan las conclusiones.

2. Características del estuario del Río Quequén Grande

Este estuario se localiza en una llanura interserrana con escasa pendiente en el sureste de la provincia de Buenos Aires (Argentina) (fig. 1a). Presenta meandros naturales y poca profundidad en sus tramos medio y superior mientras en los últimos 2 km alberga

el segundo puerto de aguas profundas más importante del país. En 1911 comenzaron las obras de infraestructura que, a lo largo de un siglo, cambiaron completamente su forma original dirigidas a la construcción y ampliación de Puerto Quequén: se profundizó el lecho para permitir la navegabilidad de buques de gran calado, se construyeron escolleras de resguardo, y se ensancharon, rectificaron y fijaron las riberas. Esto significó, entre otros, un efecto diferenciar los procesos de erosión-sedimentación en las playas marítimas vecinas y la necesidad de mantener el dragado continuo en los últimos 2 km para lograr los 12–14 m de profundidad requeridos por la operatoria portuaria, que contrasta con los 4–5 m encontrados aguas arriba.

El cambio abrupto de profundidad entre los sectores poco profundo y portuario hace que este último esté inundado permanentemente de agua salada con escasa circulación. Usualmente el agua descargada por el río atraviesa este último tramo en una capa superior mezclada ligeramente con agua de mar. Por tanto, la columna de agua se encuentra estratificada, con bajas concentraciones de salinidad en la capa superficial, debajo de la cual se desarrollan una halóclina y a continuación una capa homogénea con agua de mar hasta el fondo. Las escolleras minimizan los efectos de las olas y las tormentas, por lo que la influencia marítima es fundamentalmente debida a las mareas. Pereyra [38] observó que si bien los cambios debidos a la acción humana fueron alterando el comportamiento original del estuario, los procesos naturales tienden a revertir esa situación haciendo necesarios, por ejemplo, los continuos dragados para mantener la profundidad y forma de la zona portuaria.

El río Quequén Grande nace en el sistema serrano de Tandilla y tiene un importante número de afluentes organizados en una red de estructura dendrítica [39]. Desemboca en el Mar Argentino atravesando el núcleo poblacional Quequén-Epoca de lluvias (fig. 1b) y un flujo permanente de agua en época de lluvias escasas. Campo de Ferrera [39] reporta variaciones del valor medio anual del caudal entre $20\text{m}^3/\text{s}$ en 1918 y $5,25\text{m}^3/\text{s}$ en 1992. De estimaciones más recientes reportadas por Isla *et al.* [40], surge que los promedios mensuales fluctúan entre 6 y $170\text{m}^3/\text{s}$. No obstante, crecidas de envergadura fueron registradas durante el último siglo durante los años de *El Niño-Southern Oscillation* [40]. Estos valores de caudal fueron estimados por medio de aforos mensuales realizados por la

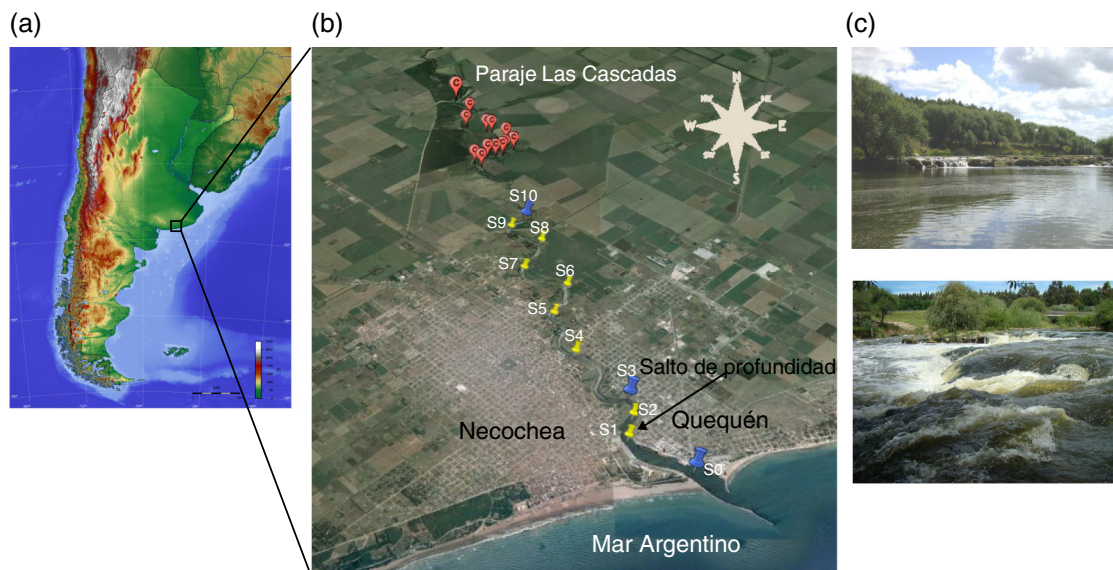


Figura 1. Ubicación del estuario del río Quequén Grande a), y de las estaciones de medición S0-S10 y sistema de cascadas que constituyen la cabecera del estuario b), de las cuales se muestran fotografías en c).

Autoridad del Agua de la Provincia de Buenos Aires en la estación instalada en el Paraje Las Cascadas, a unos 15 km de la desembocadura, próxima a la cabecera del estuario, es decir en el punto más alejado del mar donde se registran los efectos de la marea. El amplio rango y la falta de mediciones continuas del caudal del río que ingresa al estuario llevaron a que los pocos datos reportados a lo largo de las últimas décadas (obtenidos tomando diferentes periodos y condiciones) difieran notoriamente.

3. Materiales y métodos

El alcance del frente mareal se determinó a partir de la obtención de los perfiles de salinidad, empleando una sonda CTD YSI-CastAway, en 11 estaciones ubicadas a 1,3 (S1), 1,9 (S2), 2,5 (S3), 4,3 (S4), 4,6 (S5), 6,7 (S6), 7,8 (S7), 8,9 (S8), 9,8 (S9) y 10,3 km (S10) corriente-arriba de las escolleras donde se encuentra S0 (fig. 1b), corriente-arriba de la marea próxima a marea viva (cuando las variaciones de altura alcanzan su máximo de aproximadamente 1,5 m).

Las mediciones del nivel de la superficie del agua se realizaron mediante estaciones de monitorización fijas ubicadas en los sitios S0, S3 y S10. A 3,4 km aguas arriba de S10 comienza la sucesión de pequeños saltos (fig. 1c) que llegan hasta el paraje conocido como Las Cascadas, estupear una condición de contorno particular a la cascación estupear, ya que el río puede descargar su caudal al estuario independientemente de lo que ocurra aguas abajo mientras que la influencia de las mareas no sobrepasa ese límite. Las estaciones fijas miden, además de la altura de la columna de agua, la conductividad, turbidez y temperatura cada 5 min a partir de sensores sumergidos, y transmiten los datos a un servidor remoto cada 30 min. El plan de referencia para la altura y el tiempo de medición se ajustan para que sean los mismos en las tres estaciones y puedan hacerse comparaciones. Los sensores miden hasta un límite máximo de altura, que en el caso de S10 es de 3,2 m respecto del nivel de referencia. Los valores máximos y mínimos de la marea astronómica, publicados por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN), permiten inferir la influencia de otros factores sobre la amplitud mareal cuando el nivel registrado no coincide con el astronómico. La información meteorológica fue proporcionada por una estación Davis Vantage Pro2 que mide la temperatura y humedad relativa del aire, presión barométrica, velocidad y dirección del viento, y la intensidad de las precipitaciones (= cantidad de agua caída por unidad de tiempo) con precisiones de 0,5 °C, 3%, 1 hPa, 0,5 m/s, 3° y 0,2 mm, respectivamente. A partir de esta información se calcula cada 10 min la velocidad media y máxima del viento, los registros de enfriamiento por el viento, el punto de rocío, etc. Los datos meteorológicos y el nivel de la superficie del agua en S0 se contrastan periódicamente con los obtenidos por la estación meteorológica y el mareógrafo del Consorcio de Gestión de Puerto Quequén, respectivamente, y con otras estaciones de la zona y del Servicio Meteorológico Nacional.

La figura 2 muestra los registros pluviométricos diarios y mensual recolectados entre el 1 de octubre de 2013 hasta el 28 de febrero de 2015. Representado en color rosa se incluye el registro promedio del periodo 1971-1980 reportado por el Servicio Meteorológico Nacional, el cual es similar al obtenido por otros autores como por ejemplo Merlotto y Piccolo [41]. Esta información define el régimen histórico de lluvias para el ERQG. Se observa que la cantidad de lluvia caída en los últimos meses de 2013 es menor a la de los registros históricos por lo que se cataloga como periodo seco. El régimen normal de precipitaciones se recupera a partir de febrero de 2014, hasta que una importante tormenta de lluvia acaecida entre el 23 y 25 de agosto de 2014 produjo, entre otros efectos, una inundación en la zona. Este evento inició un periodo tomado como húmedo

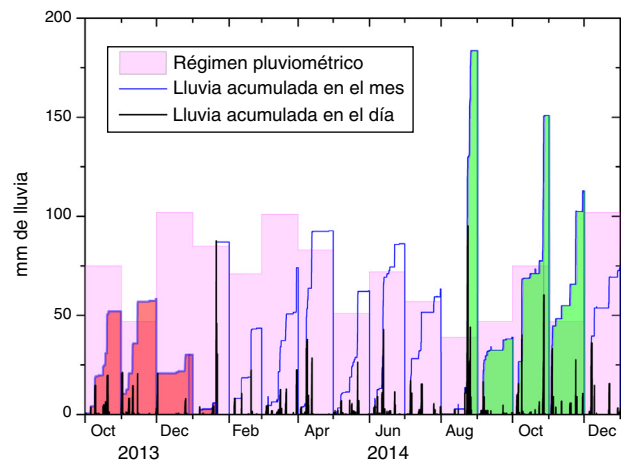


Figura 2. Lluvia acumulada en el día (líneas negras) y en el mes (líneas azules) en Necochea. El régimen pluviométrico promedio (histórico) se sombrea en rosa mientras los periodos seco y húmedo se resaltan en rojo y verde, respectivamente. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

que incluye las copiosas precipitaciones de 5 y 22 de septiembre, 8 y 27 de octubre y 3 de noviembre de 2014.

Las distribuciones transversales de velocidad para estimar el caudal se obtuvieron con un ADCP Workhorse fabricado por Teledyne RD Instruments que opera a 1.200 kHz y al que se acopló un sistema de posicionamiento global (GPS). Los relevamientos se realizaron en S1 y S2, localizadas aguas arriba y aguas abajo del salto de profundidad (fig. 1). Dadas las condiciones hidráulicas presentes se eligió utilizar el modo de operación 12 [42], el cual aumenta la frecuencia de muestreo reduciendo la medición de la velocidad mediante un mayor promediado (resolución de la velocidad = 0,05 m/s). Debido a las bajas velocidades del flujo y tipo de material de fondo, la velocidad del agua relativa al lecho se determinó por medio de la función «seguimiento de fondo». Midiendo la velocidad a lo largo de una sección transversal entre ambos márgenes (ida y vuelta), el ADCP permite calcular el caudal aproximando los valores cerca del fondo, de la superficie y sobre las márgenes donde el equipo no mide [6].

4. Modelo conceptual

Aplicando el principio de conservación de la masa, el caudal Q en la desembocadura de un estuario se expresa como:

$$Q = \frac{dV}{dt} + q, \quad (1)$$

donde q es el caudal del o los ríos que descargan en él y V es el volumen del cuerpo de agua. Como en un estuario con onda de marea estacionaria todo el volumen V es afectado por ella, se tiene:

$$V = \int_0^h A(h) \cdot dh \approx A_0 h^\alpha, \quad (2)$$

donde A es el área horizontal afectada por las variaciones del nivel h . Puesto que la derivada de V aparece en (1), interesa en particular considerar la variación del volumen o aproximarse utilizando los márgenes. Por lo tanto, el valor de V puede aproximarse considerando el área mojada A_0 que resulta de promediar las áreas abarcadas en marea alta y en marea baja, y considerar su aumento cuando el nivel de la columna de agua crece por medio del exponente α . Los valores de A_0 y α característicos de cada estuario se hallan fácilmente si $q = 0$. En tal caso, de (1) y (2) sigue que:

$$Q \approx \alpha A_0 h^{\alpha-1} \frac{dh}{dt}. \quad (3)$$

Esta relación permite encontrar los valores de A_0 y α que mejor ajustan los caudales medidos y las variaciones temporales de la altura cuando la descarga fluvial es baja, es decir en periodos secos, y con mareas ordinarias bajo condiciones de buen tiempo.

La Ec. (3) refleja la característica principal de los estuarios con onda de marea estacionaria, o sea el desfase entre altura y caudal en la desembocadura. Para fijar ideas, consideremos $\alpha = 1$ y que la marea, es de la componente armónica, $Q = A_0 h_0 \omega \cos \omega t = Q_0 \sin(\omega t + \pi/2)$ y, para un periodo seco ($Q \gg q$), el caudal Q medido cerca de la desembocadura es proporcional a la derivada temporal de la evolución de la altura h del agua, resultando que la curva de Q se encuentra adelantada $\pi/2$ con respecto a la curva $h(t)$.

Al intercambio con el mar se suma la descarga de agua dulce de los tributarios del estuario. Como la energía perdida por la fricción en el fondo es compensada por la variación de energía potencial dada por una pendiente S a lo largo del cauce, puede usarse la conocida fórmula de Manning

$$q = \frac{1}{n} A_t R^{2/3} S^{1/2} \quad (4)$$

para hallar la relación entre S y el caudal q , donde n es el coeficiente de Manning, A_t el área transversal y R el radio hidráulico (= área de la sección transversal/perímetro mojado).

Para evitar los efectos baroclínicos y no estacionarios en los canales estuarinos, es conveniente emplear datos de descargas fluviales importantes (cuando $q > Q$) para ajustar el valor de $\frac{1}{n} A_t R^{2/3}$ en cada caso. El caudal del río, a su vez, se relaciona con las precipitaciones en la cuenca de escurrimiento y la absorción del suelo, lo cual es de interés para prevenir las consecuencias de inundaciones y el lavado del suelo.

5. Estratificación y eventos particulares

Como es sabido, los flujos estuarinos son afectados por gradientes baroclínicos que deben considerarse especialmente en los periodos caracterizados por precipitaciones escasas en la cuenca y mareas altas. En estas circunstancias la cuña de agua salada tiende a penetrar grandes distancias arriba, eventualmente contaminando la zona de agua potable e inutilizando aquella para uso industrial en las poblaciones costeras con graves consecuencias desde el punto de vista ecológico y económico. De aquí la importancia de conocer la dinámica de la cuña salina. La figura 3a muestra los perfiles de salinidad correspondientes a un tiempo próximo a la pleamar, cuando la marea disminuye al mínimo el flujo del río. Se observa que la salinidad corresponde a la del agua de mar a una profundidad de unos 2 m en las estaciones S4-S7, mientras que una capa superficial de aproximadamente 1 m y salinidad despreciable se desplaza sobre ella determinándose que la zona de mezcla se halla entre 1 y 2 m de profundidad. En S8 el agua de mar se detecta a mayor profundidad sugiriendo que el frente mareal se encuentra próximo. En S9 y S10 no se registra la presencia de agua de mar. Durante la bajamar, la cuña retrocedió hasta una posición localizada entre S6 y S7 (fig. 3b). En esta situación el agua de agua dulce es máximo, ya que incluye la descarga del río y el volumen de agua retenido en el estuario durante la marea entrante. La capa superficial alcanza un mayor espesor en S3 y S4, y uno menor en S2. Estas variaciones se relacionan con el ancho efectivo del cauce: a menor ancho, mayor espesor de la capa superficial ya que la pendiente del fondo es similar en toda la zona analizada. Análogamente, al estar S2 dentro de la zona de portuaria de mayor ancho, allí el espesor de la capa superficial es menor.

Luego, en el ERQC la cuña se extiende 7 a 9 km desde la desembocadura en condiciones de bajo caudal del río, obteniéndose la mínima y máxima penetración del frente mareal en tiempos

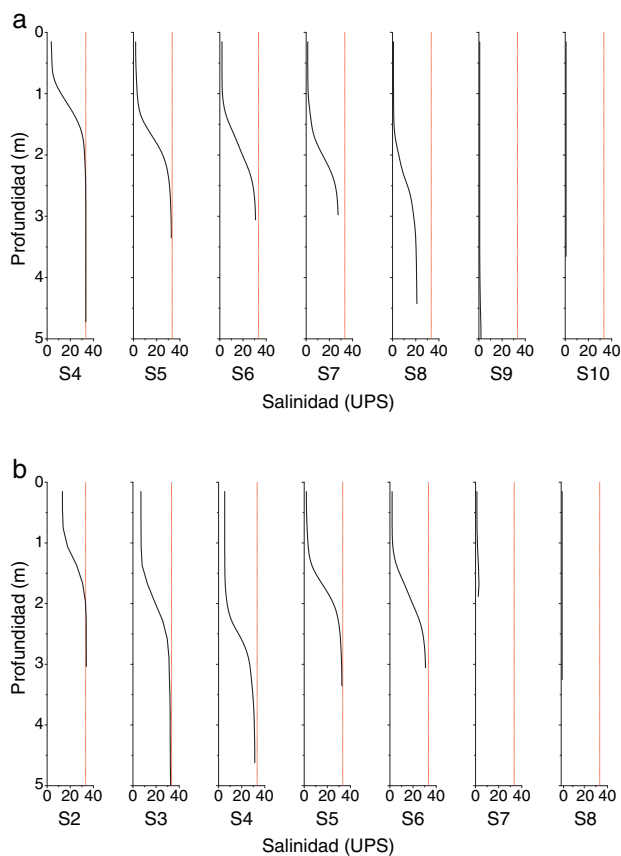


Figura 3. Perfiles de salinidad en las estaciones S4-S10 en pleamar a) y S2-S8 en bajamar b) obtenidos el 21 de noviembre de 2013. Las líneas verticales de trazos indican la salinidad local del agua de mar.

próximos a la bajamar y pleamar, respectivamente. La frecuencia de eventos meteorológicos extremos que aumentan el nivel del mar en forma significativa puede frenar el avance de la descarga fluvial y hacerla retroceder, registrando el frente de la cuña salina un avance adicional de unos 2 km.

Por su parte, los datos necesarios para el ajuste de los parámetros del modelo se obtienen a partir de mediciones de campo y registros meteorológicos correspondientes al periodo analizado que se describen a continuación:

- (1) Entre el 19 y 21 de noviembre de 2013 (periodo seco) se realizaron mediciones de caudal en S1 y S2 durante ciclos completos de marea próximos a marea viva. Las buenas condiciones meteorológicas presentes durante el trabajo de campo establecieron las condiciones para que el sistema estuarino se encuentre bien estratificado. La figura 4 muestra que los niveles de la marea registrados por el mareógrafo en S3 y S10 (líneas negra y azul, respectivamente) durante estos días coinciden, mientras sus máximos y mínimos concuerdan aproximadamente con los valores de la marea astronómica (puntos rojos), indicando que el viento no afectó al estuario en forma significativa.
- (2) Durante el 4 y 5 de diciembre de 2013, también dentro del periodo seco, la zona fue afectada por un sistema de baja presión y vientos del O-SO. Desde la tarde del día 4, se registró un aumento del nivel del mar superior a 1 m por encima de la marea astronómica (fig. 5) que provocó la inusual marea empufijal al agua del río corriente-arriba, arrastrando la capa superficial al punto de no registrarse la presencia de agua dulce en S3. Posteriormente, se registró otro incremento del nivel del agua durante la mañana del día 5, cuando la altura de la columna de

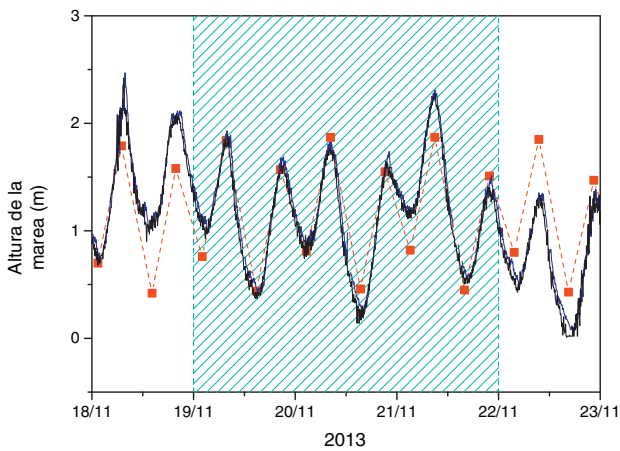


Figura 4. Valores máximos y mínimos de la altura de la columna de agua provistos por el SHN (puntos rojos) y mediciones en S3/S0 (línea negra) y S9 (línea azul). Las alturas se refieren al plano de reducción que pasa 0,98 m debajo del nivel medio según el SHN. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

agua fue similar a la predicha para la pleamar cuando debería encontrarse en bajamar, que llevó nuevamente a la cuña salina corriente-arriba, verificándose poco tiempo después su llegada a S10 en dos oportunidades (fig. 6b) superando el alcance normal del frente mareal *seco* (hasta la zona que se extiende entre S6 y S8). En esta ocasión no se detectó una diferencia de altura significativa entre los niveles medidos en S3 y S10, como muestra la figura 5.

- (3) La figura 7a muestra los niveles de la superficie del agua en las estaciones fijas durante el periodo húmedo analizado. La línea roja del nivel en S3 prácticamente cubre la línea negra correspondiente al nivel en S0 evidenciando la escasa diferencia entre ellos, incluso después de las lluvias del 27 octubre y 3 de noviembre de 2014. Desafortunadamente S3 tuvo problemas durante una tormenta y no reportó datos después de las fuertes lluvias del 23-25 de agosto de 2014 por lo que no se cuenta con la diferencia de altura para estos días. Por el contrario, la diferencia de alturas de la columna de agua es significativa entre S10 y S0, especialmente después de las intensas lluvias de fines agosto y fines de octubre/principios de noviembre.

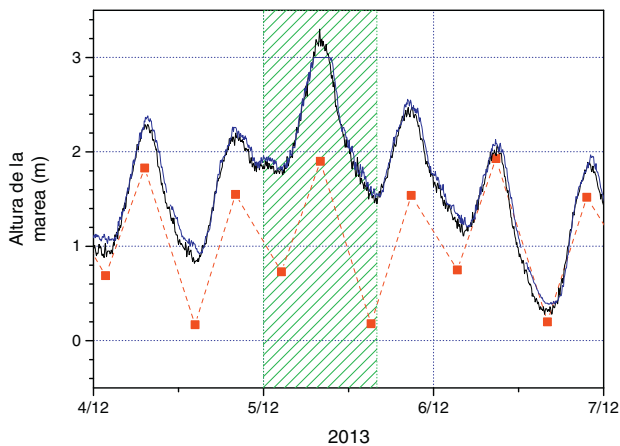


Figura 5. Evolución del nivel del agua en S3 (línea negra) y S10 (línea azul). El evento meteorológico descrito ocurre en el intervalo temporal resaltado. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

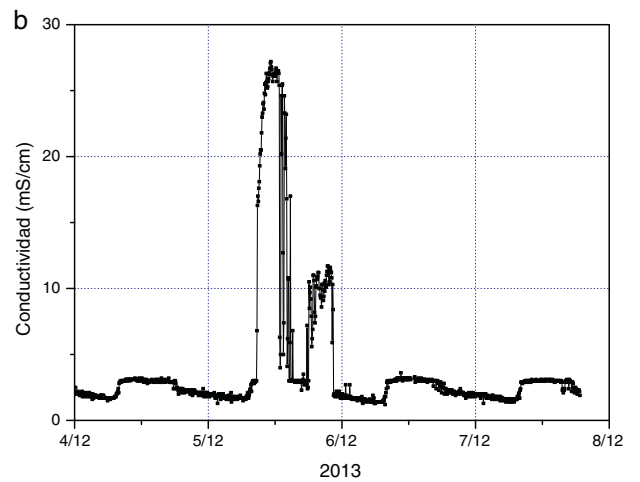
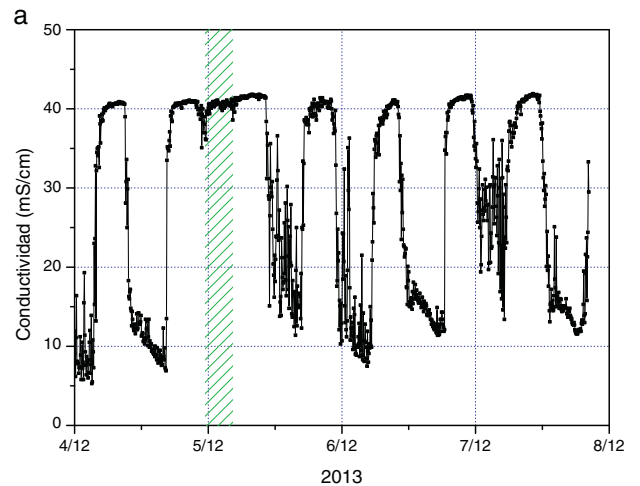


Figura 6. Evolución de la conductividad en a) S3, y b) S10.

6. Análisis de los resultados

El volumen V del ERQG se determina empleando la Ec. (2). Dada la existencia de saltos en la cabecera del estuario y barrancas en sus márgenes, es posible despreciar las variaciones de $A(h)$ con respecto

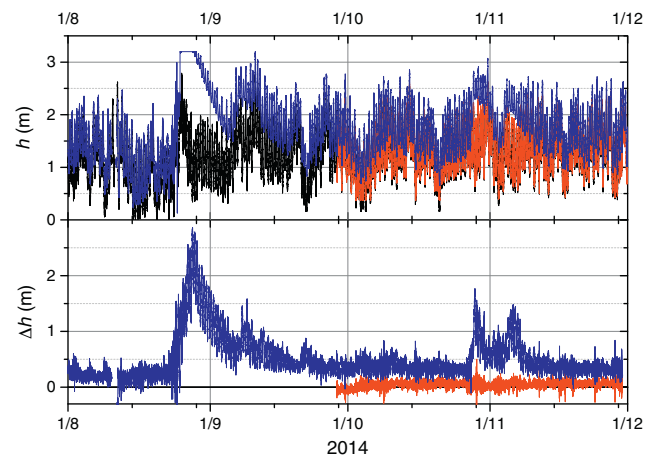


Figura 7. a) Niveles de la superficie del agua en S0 (línea negra), S3 (línea roja) y S10 (línea azul). b) Diferencia entre los niveles en S3 y S10 respecto a S0. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

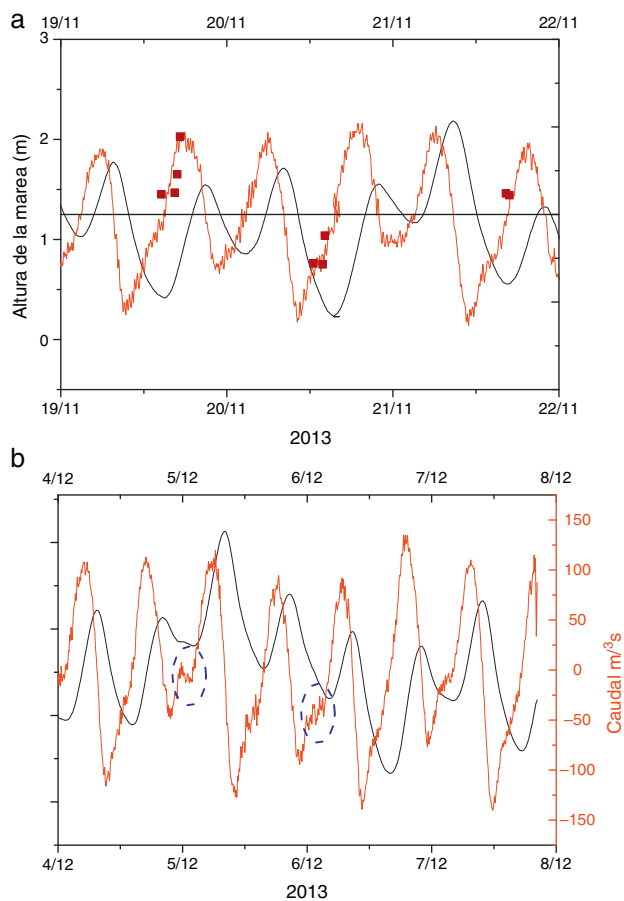


Figura 8. Evolución de la altura de la columna de agua en S3 –línea negra, escala sobre la izquierda de a)– y su derivada –línea roja, escala sobre la derecha de b)–, escaladas con un factor para que coincida con las mediciones de caudal en S1 y S2 (puntos color púrpura) durante a) 19-22 noviembre 2013 y b) 4-5 diciembre 2013. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

a las variaciones de altura. Es decir, se toma $\alpha = 1$ en el cálculo que sigue.

Cuando el caudal del río es bajo (periodo *seco*) y se presentan buenas condiciones meteorológicas, la altura mareal $h(t)$ es uniforme a lo largo del estuario como se observa en las figuras 4 y 5. Luego,

$$Q [m^3s^{-1}] \approx C \frac{dh}{dt} [m^3días^{-1}] + q [m^3s^{-1}]. \quad (5)$$

El factor de conversión entre las unidades de tiempo de Q y dh/dt es $C = A_0/F$, donde $F = 24 \times 3600$ (s/día) = 86.400s/día. Considerando una longitud de 15×10^3 m y un ancho medio de 100 m para el ERQG, debe esperarse un valor $C \approx 17$ m²día/s.

La figura 8a muestra la evolución de la derivada temporal de h , multiplicada por el factor de escala $C = 13$ m²/s/día para que coincida con el caudal Q medido. Es notable ser un valor aceptable para las estimaciones realizadas. Se observa que las mediciones (representadas por puntos en la figura) coinciden razonablemente bien con la curva de la derivada, y que el caudal total (de agua salada + agua dulce) varía desde un máximo de 100 m³/s (durante la marea entrante) a 110 m³/s (durante la fase de bajante), aproximadamente. Para las mareas extraordinarias de diciembre de 2013 (fig. 8b), se encuentra que el caudal alcanza 135 m³/s. Como el caudal experimenta cambios más abruptos en los mínimos que en los máximos sugiriendo que, una vez que la velocidad del flujo hacia el mar alcanza el máximo, el cambio de tendencia tiene lugar repentinamente. Estas son las condiciones para la generación de *bores* de

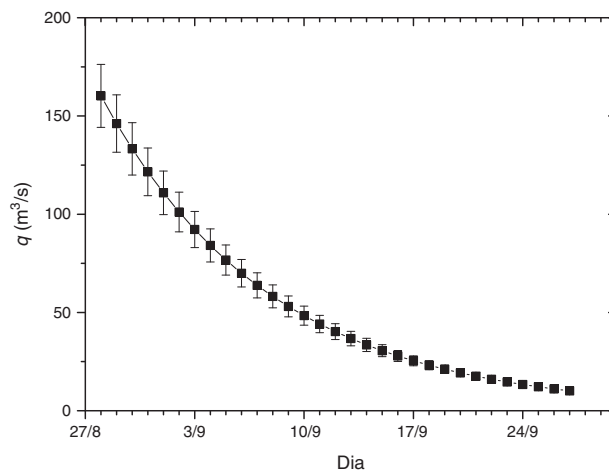


Figura 9. Caudal del río obtenido por medio de la fórmula de Manning después de la copiosa lluvia del 28 de agosto de 2013.

marea [38]. Los círculos azules en la figura 8b muestran perturbaciones que precisamente podrían tratarse de *bores* undulares de marea.

Para el cálculo de la descarga del río por medio de la Ec. (4) se adopta $n = 0,027$ correspondiente a un lecho de tierra con poca vegetación, y los valores medidos $A \approx 160$ m², $R \approx 2,4$ m y $S = \Delta h/l$, donde Δh es la diferencia de altura de la columna de

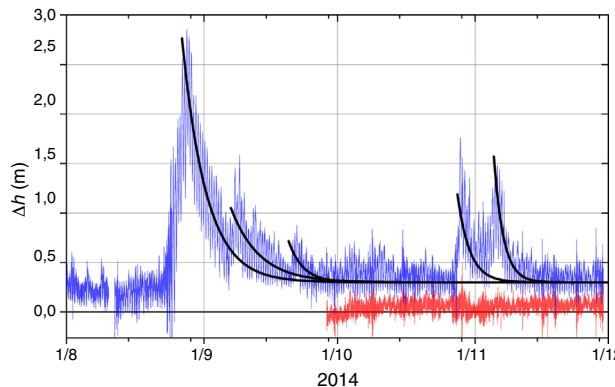


Figura 10. Curvas exponenciales de mejor ajuste (líneas negras) a la diferencia de niveles entre S10 y S0 en función de la precipitación.

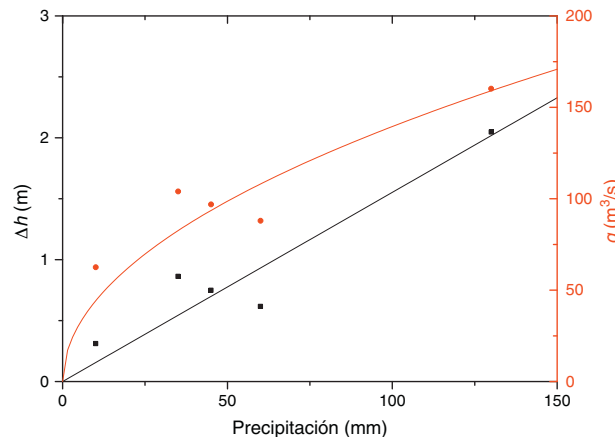


Figura 11. Caudal (puntos y línea roja) y diferencia de altura máxima (puntos y línea negra) entre S10 y S0 de la precipitación. El color de esta figura solo puede apreciarse en la versión electrónica del artículo.

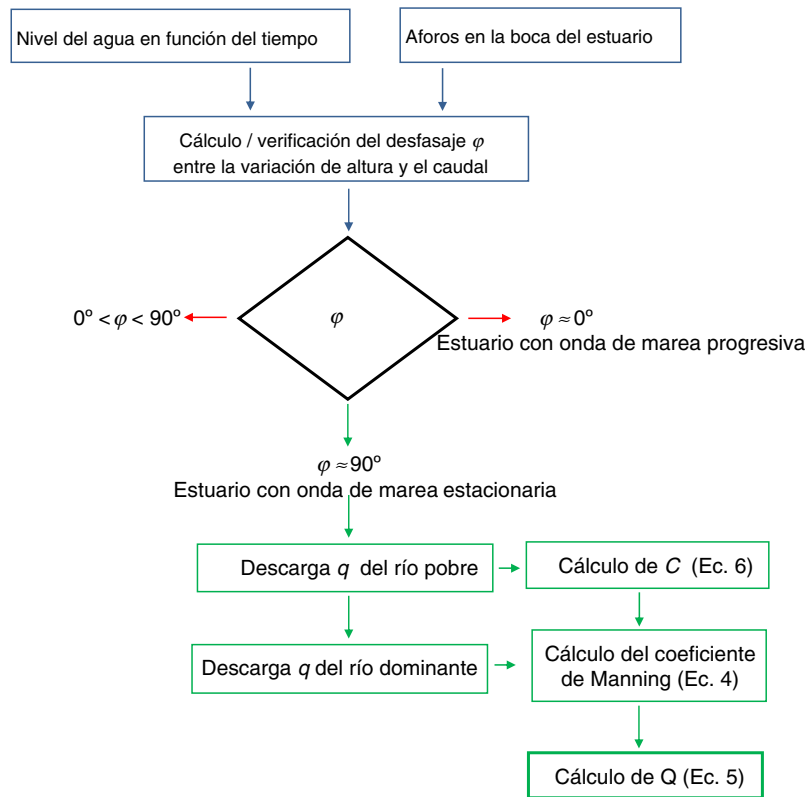


Figura 12. Diagrama de flujo que ilustra la aplicación del modelo conceptual.

agua y L la distancia entre S10 y S0. La figura 9 muestra el caudal calculado después de la lluvia caída entre el 23 y 25 de agosto de 2014. Se incluye también la incerteza del resultado considerando que el coeficiente de Manning alcanza se encuentra en el rango $0,025 < n < 0,03$. El caudal máximo alcanzado ($q_{max} = 160\text{m}^3/\text{s}$) es consistente con los registros obtenidos en el río Quequén Grande en la estación que la *Autoridad del Agua* (Provincia de Buenos Aires) posee en el paraje Las Cascadas cuando se producen lluvias extraordinarias.

Por otra parte, el tiempo característico de la disminución de los niveles, después de precipitación abundantes, es un dato relevante que no se ha reportado hasta ahora para el ERQG. La figura 10 muestra este efecto y las funciones exponenciales (líneas negras) que mejor ajustan las mediciones. De ellas se obtiene que el tiempo característico que el río (y también el estuario) necesita para retomar su régimen normal varía entre 2 y 6,5 días. La amplitud máxima de la diferencia de altura entre la estación S10 y S0 se representa en la figura 11. El aceptable acuerdo con la recta de mejor ajuste (línea negra) con pendiente 0,0155 permite inferir una relación lineal de esta amplitud con la lluvia caída. Luego, por medio de la Ec. (4) se determina que el caudal del río sigue una tendencia del tipo raíz cuadrada con la precipitación (línea roja).

Las Ecs. (1)-(3) también permiten verificar la importancia relativa de la descarga del río y del caudal ingresado de agua marina por efecto de la marea. En particular, estos caudales pueden compensarse cuando el caudal de ingreso es máximo para dar $Q=0$ en la desembocadura del estuario, y en ese caso se tiene que:

$$q_c \approx C \left. \frac{dh}{dt} \right|_{\max} \quad (6)$$

Considerando nuevamente $h = h_0 \sin \omega t$, de la Ec. (6) resulta que este caudal particular es $q_c = Ch_0 \omega = 163\text{m}^3/\text{s}$ para $h_0 \approx 1\text{ m}$.

Consistentemente, no debería haber variaciones de altura en la cabecera del estuario, es decir, $dh/dt = 0$, lo cual se verifica observando la línea azul de la figura 7a para los días 23-25 de agosto cuando $q = 160\text{m}^3/\text{s}$.

El diagrama de flujo mostrado en la figura 12 compendia la secuencia de operaciones necesarias para obtener resultados prácticos de la aplicación del modelo planteado. El primer paso consiste en disponer de los valores de la altura del nivel del agua en función del tiempo en al menos dos estaciones fijas de monitorización alejadas entre sí y de los aforos obtenidos en la boca del estuario. Los equipos acústicos usados para realizar los aforos (como los ADCP) son muy útiles para ese fin, aunque dichas determinaciones también podrían hacerse por medio de métodos clásicos con molinetes. Luego debe estimarse el módulo del desfase φ entre los tiempos de ocurrencia de la pleamar y de la máxima velocidad de la corriente, o bien comparar el nivel del agua entre las diferentes estaciones. El valor resultante de φ determina el siguiente paso. El modelo propuesto se aplica cuando $\varphi \approx 90^\circ$. Los valores de las constantes C y n se obtienen a partir de los aforos realizados en la boca del estuario y en sitios alejados de ella, en periodos secos y húmedos, respectivamente. Luego se calcula el caudal total Q por medio de la Ec. (5).

7. Conclusiones

En los estuarios la profundidad de la columna de agua no guarda una relación sencilla con el caudal, dificultando la medición de este último. No obstante, en este trabajo se muestra que es posible calcular el caudal a partir de un comportamiento estacionario de la onda mareal y obtener valiosa información sobre el funcionamiento del mismo analizando el nivel en dos o más puntos. Los sensores de presión para medir el nivel del agua forman parte de las estaciones de monitorización que suelen instalarse en los

estuarios durante largos periodos de tiempo, dado su bajo costo y escaso mantenimiento, y por lo tanto pueden aprovecharse para extraer la información de las corrientes, identificar fenómenos inusuales, evaluar situaciones extremas, y calcular sus efectos sobre el sistema, todo lo cual es relevante para el manejo sustentable de los recursos hídricos. Por otra parte, la medición en puntos alejados entre sí permite encontrar valores globales que promedian los efectos, por ejemplo, de los gradientes baroclínicos y de variaciones de la sección transversal, y esto es una ventaja respecto de las mediciones de altura y velocidad realizadas en una determinada sección.

Aquí, la información proporcionada en forma permanente por estaciones de monitorización fijas se combina con la de mediciones directas de caudal, y la proveniente de estaciones meteorológicas para identificar periodos de lluvias escasas y lluvias abundantes en los que el caudal del río es pobre o dominante, respectivamente. Como resultado, pueden efectuarse aproximaciones para calcular fácilmente los parámetros del modelo que son propios del ERQG. Así, se relacionan la altura de la superficie libre y el agua intercambiada con el mar, y el gradiente espacial del nivel de la superficie libre y el caudal del río. Consecuentemente se determina el tiempo característico que necesita el estuario para volver a su régimen ordinario después de precipitaciones abundantes y la influencia de mareas extraordinarias.

Como se menciona en la sección 4, conviene calcular el coeficiente de Manning cuando la descarga del río es suficientemente importante como para no resultar afectada por la marea en forma apreciable, cumpliéndose la aproximación de un flujo estacionario. Para un régimen de flujo sometido a variaciones periódicas por la acción mareal, y con columna de agua estratificada, el valor de dicho coeficiente probablemente debería modificarse. Sin embargo, los resultados expuestos muestran el uso de un valor. Sin embargo, constituye una aproximación razonable el incluso bajo el dominio de estas condiciones.

Otro aspecto a destacar es aquel relacionado con la obtención de los registros pluviométricos para definir los periodos «secos» o «húmedos». Es deseable disponer de datos confiables proporcionados por un conjunto de estaciones meteorológicas distribuidas en la cuenca del río que drene sus aguas hacia el estuario y utilizar un promedio adecuado de ellos para hallar la correlación de estos valores con el caudal del río. Alternativamente, es posible utilizar la información de una estación de referencia cuyos registros sean similares a dicho promedio como se realizó en este trabajo.

La metodología empleada es válida para evaluar la circulación en estuarios con onda de marea estacionaria, i.e., cuando toda la superficie de agua es afectada en forma simultánea por la marea. El caso del ERQG es paradigmático ya que tiene dimensiones reducidas y no hay variaciones importantes de nivel en toda su longitud si la descarga del río es escasa. Para estuarios con ondas de marea progresivas, en los que la marea afecta gradualmente el nivel de la superficie libre en diferentes partes del mismo, el modelo debe modificarse pero aún puede emplearse la diferencia de altura reportada por estaciones de monitorización próximas para extraer información del caudal en forma similar a lo realizado aquí. Este estudio será objeto de un próximo trabajo.

(Las alusiones al color dentro del texto solo pueden apreciarse en la versión electrónica del artículo).

Financiación

PICT ANPCyT 1501/10 y el PIP CONICET 054/10.

Conflicto de intereses

Los autores declaran no tener ningún conflicto de intereses.

Agradecimientos

Los autores agradecen a M. G. Pereyra, R. N. Szupiany y F. G. Latosinsky su valiosa colaboración en las mediciones de campo y a DOM Comunicaciones (Necochea, Argentina) los datos de su estación meteorológica.

Bibliografía

- [1] Mays LW. *Water resources handbook*. New York: McGraw-Hill; 1996.
- [2] Moftakhari HR, Jay DA, Talke SA, Kukulka T, Bromirski PD. A novel approach to flow estimation in tidal rivers. *Water Resour Res* 2013;**49**(8):4817–32.
- [3] Cai H, Savenije HHG, Jiang C. Analytical approach for predicting fresh water discharge in an estuary based on tidal water level observations. *Hydrol Earth Syst Sc* 2014;**18**(10):4153–68.
- [4] Yorke TH, Oberg KA. Measuring river velocity and discharge with acoustic Doppler profilers. *Flow Meas Instrum* 2002;**13**:191–5.
- [5] Oberg K, Mueller DS. Validation of streamflow measurements made with acoustic Doppler current profilers. *J Hydraul Eng - ASCE* 2007;**133**(12):1421–32.
- [6] Pereyra MG, Marino BM, Szupiany RN, Thomas LP. Hydrodynamics and sediment dynamics of an estuary with an abrupt depth step. *J Hydraul Res* 2014;**52**(4):532–44.
- [7] Hoitink AF, Buschman FA, Vermeulen B. Continuous measurements of discharge from a horizontal acoustic Doppler current profiler in a tidal river. *Water Resour Res* 2009;**45**:W11406.
- [8] Sassi MG, Hoitink AJF, Vermeulen B, Hidayat H. Discharge estimation from H-ADCP measurements in a tidal river subject to sidewall effects and a mobile bed. *Water Resour Res* 2011;**47**:W06504.
- [9] Simpson M, Bland R. Methods for accurate estimation of net discharge in a tidal channel. *IEEE J. Ocean Eng* 2000;**25**(4):437–45.
- [10] Gonzalez-Castro JA, Muste M. Framework for estimating uncertainty of ADCP measurements from a moving boat by standardized uncertainty analysis. *J Hydraul Eng - ASCE* 2007;**133**(12):1390–410.
- [11] Sturm T. *Open Channel Hydraulics*, 2.^a ed., Boston, Mass: McGraw-Hill; 2009.
- [12] Mulder T, Syvitski JPM. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J Geol* 1996;**104**:509–23.
- [13] Hay WW. Detrital sediment fluxes continents and oceans. *Chem Geol* 1998;**145**:287–323.
- [14] Miranda LB, Castro BM, Kjerfve B. *Principios de Oceanografía Física de estuarios*. Edusp: Sao Paulo; 2002.
- [15] Souza WFL, Knoppers B. Fluxos de a e s presoes antropicas. *Geochim Bras* 2003;**17**:57–74. Relaciones entre a tipología e as pressões antropicas.
- [16] Araujo JC, Piedra JIG. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. *Hydrol Process* 2009;**23**:1169–78.
- [17] Dyer KR. *Estuaries: A physical introduction*. Chichester, U. K.: John Wiley; 1997.
- [18] Al-Kharabsheh AA. Influence of urbanization on water quality at Wadi Kufranja basin (Jordan). *J Arid Environ* 1999;**43**(1):79–89.
- [19] Chellappa N, Costa MAM. Dominant and co-existing species of Cyanobacteria from a Eutrophicated reservoir of Rio Grande do Norte State, Brazil. *Acta Oecologica* 2003;**24**:S3–10.
- [20] Güntner A, Krol MS, Araújo JC, Bronstert A. Simple water balance modeling of surface reservoir systems in a large data-scarce semi-arid region. *Hydrolog Sci J* 2004;**49**:901–18.
- [21] Molisani MM, Lisiex R, Cavalcante MD, Maia LP. Effects of water management on hydrology and water quality of a semi-arid watershed in the Northeast of Brazil. *Braz J Aquat Sci Technol* 2007;**11**(1):43–9.
- [22] Petersen-Overleir A, Soot A, Reitan T. Bayesian rating curve inference as a streamflow data quality assessment tool. *Water Resour Manag* 2009;**23**:1835–42.
- [23] Da Silva Dias FJ, Lacerda LD, Marins RV, de Paula FCF. Comparative analysis of rating curve and ADP estimates of instantaneous water discharge through estuaries in two contrasting Brazilian rivers. *Hydrol Process* 2011;**25**:2188–201.
- [24] Birkinshaw SJ, Moore P, Kilsby CG, O'Donnell GM, Hardy AJ, Bery PAM. Daily discharge estimation at ungauged river sites using remote sensing. *Hydrol Process* 2014;**28**:1043–54.
- [25] Costa JE, Spicer KR, Cheng RT, Haeni R, Melcher NB, Thurman ME. Measuring stream discharge by non-contact methods: A proof-of-concept experiment. *Geophys Res Lett* 2000;**27**(4):553–6.
- [26] Costa JE, Cheng RT, Haeni FP, Melcher N, Spicer KR, Hayes E, et al. Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods. *Water Resour Res* 2006;**42**:W07422.
- [27] Plant WJ, Koller WC, Hayes K. Measurement of river surface currents with coherent microwave systems. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 2005;**43**(6):1242–57.
- [28] Romeiser R, Suchandt S, Runge H, Steinbrecher U, Grünler S. First analysis of TerraSAR-X along-track InSAR-derived current fields. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 2010;**48**(2):820–9.
- [29] Grünler S, Romeiser R, Stammer D. Estimation of tidally influenced estuarine river discharge from space using along-track InSAR technology: A model-based feasibility study. *J Geophys Res* 2013;**118**:3679–93.

- [30]. Fujita I, Muste M, Kruger A. Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. *J Hydraul Res* 1998;**36**(3):397–414.
- [31]. Fujita I, Watanabe H, Tsubaki R. Development of a non-intrusive and efficient flow monitoring technique: The space-time image velocimetry (STIV). *Int J River Basin Manag* 2007;**5**(2):105–14.
- [32]. Bradley AA, Kruger A, Meselhe EA, Muste MV. Flow measurement in streams using video imagery. *Water Resour Res* 2002;**38**(12):1315. <http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001317>.
- [33]. Creutin JD, Muste M, Bradley AA, Kim SC, Kruger A. River gauging using PIV techniques: A proof of concept experiment on the Iowa River. *J Hydrol* 2003;**277**(4):182–94.
- [34]. Puleo JA, McKenna TE, Holland KT, Calantoni J. Quantifying riverine surface currents from time sequences of thermal infrared imagery. *Water Resour Res* 2012;**48**:W01527.
- [35]. Zhang Z, Wang X, Fan T, Xu L. River surface target enhancement and background suppression for unseeded LSPIV. *Flow Meas Instrum* 2013;**30**:99–111.
- [36]. Fujita I, Kunita Y. Application of aerial LSPIV to the 2002 flood of the Yodo River using a helicopter mounted high density video camera. *J Hydro-Environ Res* 2011;**5**:323–31.
- [37]. Chen W, Mied RP. River velocities from sequential multispectral remote sensing images. *Water Resour Res* 2013;**49**:3093–103.
- [38]. Pereyra MG. Hidrodinámica de un estuario modificado antropogénicamente: el estuario del río Quequén Grande. [tesis doctoral en Física]. Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Tandil, Argentina; 2013.
- [39]. Campo de Ferrera AM. *Hidrografía del río Quequén Grande [tesis doctoral]*. Bahía Blanca: Universidad del Sur; 1998.
- [40]. Isla FI, Bértola G, Merlotto A, Ferrante A, Cortizo L. Requerimientos y disponibilidad de arenas para la defensa de las playas de Necochea y Lobería. *Rev Asoc Geol Argent* 2009;**65**(3):446–56.
- [41]. Merlotto A, Piccolo MC. Tendencia climática de Necochea-Quequén (1955–2006), Argentina. *Investigaciones Geográficas* 2009;**50**:143–67.
- [42]. Teledyne RD. Instruments Work Horse Rio Grande ADCP User's Guide. Publication N.° 957-6167-00, Teledyne RD Instruments, Poway, CA, 28; 2007.