



CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA DEL ESTUARIO DEL RÍO ACONCAGUA.

Alexander Zenteno V.¹, Mauricio Villagrán V.², Diego Caamaño A.³

RESUMEN:

Los sistemas estuarinos en la actualidad están sometidos a una gran presión a causa del cambio climático y el rápido aumento tanto de la población como actividades económicas, lo que convierte a estos en un objetivo relevante a estudiar. En el informe se presentarán las características hidrodinámicas de la zona del estuario del río Aconcagua, ubicado en comuna costera de Concón, Chile central. Lo anterior se realiza por medio de un modelamiento en 2D y 3D sobre la base de información levantada en el muestreo realizado en noviembre de 2021 y proporcionado por esta se encuentra basada en el muestreo realizado de noviembre de 2021 proporcionado por el Instituto Milenio en Socio-Ecología Costera (SECOS). Es crucial la comprensión de los distintos procesos hidrodinámicos del estuario, dada la importancia ambiental y económica de estos, para conseguirlo se utilizó el software de modelación Delft 3D en su módulo Flow, el que permite evaluar, bajo distintas condiciones de caudal, el comportamiento hidrodinámico de la zona en cuestión. Los resultados obtenidos muestran que las ondas de marea tienen efectos visibles a más de 800 m dentro del estuario en condiciones de caudales bajos, así como perceptibles en el software en flujos más altos. Además, se observó el comportamiento de la cuña salina sometida distintas circunstancias, donde durante periodos de sequía es visible varios cientos de metros a su interior.

PALABRAS CLAVES: Aconcagua River, Hydrodynamic modeling, Estuary.

ABSTRACT:

Estuarine systems are currently under great pressure due to climate change and the rapid increase in both population and economic activities, which makes them a relevant target for study. The report will present the hydrodynamic characteristics of the estuarine zone of the Aconcagua River obtained through a 2D and 3D modeling applied in the coastal commune of Concón, located in central Chile, based on the November 2021 sampling provided by SECOS. It is relevant to understand the different hydrodynamic processes of the estuary given the environmental and economic importance of these, to achieve this the Delft 3D modeling software was used in its Flow module, which allows to evaluate, under different flow conditions, the hydrodynamic behavior of the area in question. The results obtained show that tidal waves have visible effects at more than 800 m within the estuary at low flow conditions, as well as perceptible in the software at higher volumes. In addition, the behavior of the salt wedge under different circumstances was observed, where during periods of drought it is visible several hundred meters into the estuary.

¹Estudiante de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile,

²Profesor Guía, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile

³Profesor Informante, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile

1 INTRODUCCIÓN

Podemos definir estuario como una masa de agua costera semicerrada conectada al mar de forma permanente o periódica, que mantiene una salinidad diferente a la del océano abierto dada la mezcla producida con el agua dulce (Elliot y McLusky et al. 2002), por esto se puede considerar un ejemplo de transición. Los estuarios tienen un rol muy prominente en el mantenimiento de los ecosistemas, suelen albergar una gran cantidad de biodiversidad, además de alojar polos relevantes para el desarrollo económico y social de las ciudades (Giosan et al. 2014).

La importancia de generar estudios que nos permitan comprender los distintos fenómenos físicos que pueden afectar a los sistemas de estuarios basados en las condiciones actuales que quedan en manifiesto en la región de Valparaíso, que desde 2007 es afectada por una de las peores sequías de las que se tenga registro (Boisier et al. 2016). Aún más considerando las proyecciones futuras que indican disminuciones de precipitación en las zonas costeras (ODEPA 2018), de hasta 30% (Bravo et al. 2014).

Por lo tanto, el propósito de este estudio es conocer el funcionamiento hidrodinámico del flujo en el estuario del río Aconcagua, a través de una herramienta de modelación numérica avanzada (Delft-3D). Se evaluará el comportamiento de algunas variables hidrodinámicas del flujo, como lo son velocidades y salinidad, ante cambios en las forzantes naturales más típicas, es decir las mareas, caudales y geometría del estuario.

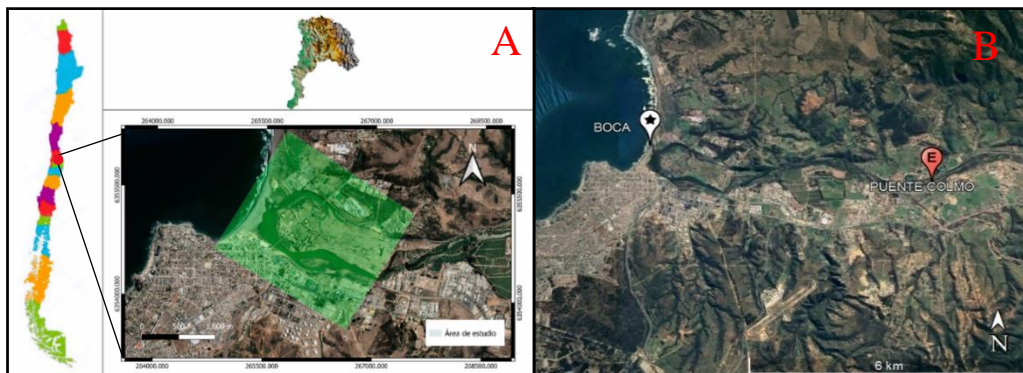


Figura 1. (A) Zona de estudio estuario río Aconcagua y (B) Zona entre la boca y la estación más cercana.

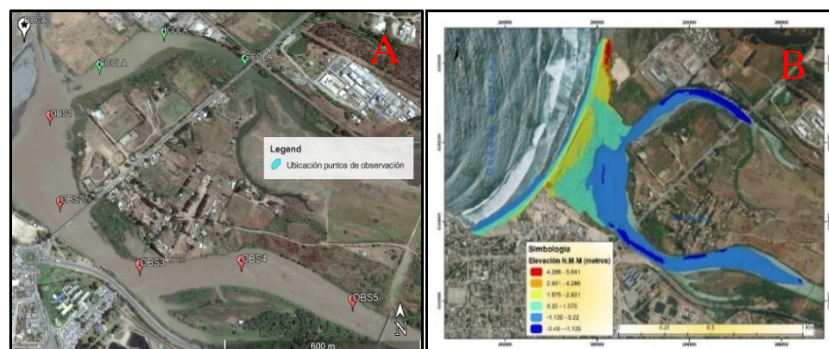


Figura 2. Ubicación puntos de observación (A) (Elaboración propia), Profundidades zona de estudio(B) (Geozone 2021).

2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El estuario para analizar corresponde a la zona de la desembocadura del río Aconcagua, ubicada en la comuna de Concón, región de Valparaíso, Chile (**Figura 1 (A)**), más en específico entre las latitudes $32^{\circ} 55' 00''$ a $32^{\circ} 55' 25''$ Sur y longitudes $71^{\circ} 30' 30''$ a $71^{\circ} 29' 44''$ Oeste y abarca una cuenca de 7333 km².

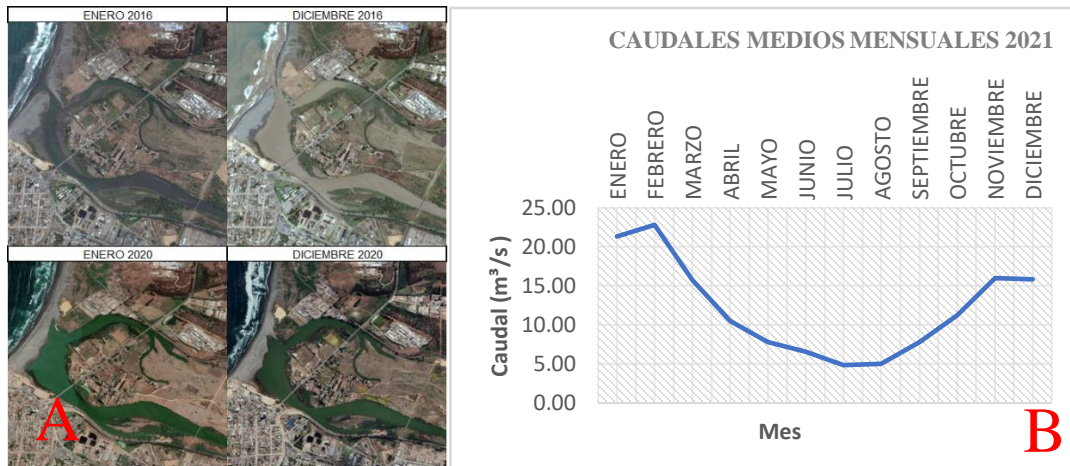


Figura 3. Cambios en la desembocadura durante un año normal y un año seco (A) y Variación estacional del caudal año 2021 (B). (Elaboración propia)

El estuario del río Aconcagua puede describirse como un área costera mixta (Araya-Vergara et al. 1971), esto a causa de la combinación entre la zona de la playa que acumula sedimentos y los sectores rocosos presentes en las puntas del estuario. Se considera que la barra de arena en su desembocadura se obstruye en algunos periodos del año, lo que produce la anulación o reducción importante del intervalo mareal. La clasificación de su morfología es complicada, presentando características mixtas entre un estuario de tipo delta y uno ciego (Figura 4 (A)). Desde el punto de vista de la hidrología, sus caudales promedio son muy variables, las que el año modelado (2021) alcanzaron un mínimo registrado de 5 m³/s (Figura 3 (B)), sobre todo bajo la Influencia del fenómeno de El Niño Oscilación Sur (ENSO) (Waylen y Caviedes, 1990). Dado que no se tiene información completa de una estación cercana a la zona de estudio, se decide complementar la data estadística de caudales que según Fierro (2004) el caudal promedio histórico en el curso inferior del río es de 32, 8 m³/s y el medio alcanza los 50,7 m³/s (J.Fierro, 2004), así como un flujo mínimo de 5 m³/s para el año 2021 (**Figura 3 (B)**).

En cuanto a las dimensiones del cauce principal en la zona de estudio, basados en los datos topo-batimétricos obtenidos a partir de campañas de terreno provistas por el Instituto de Socio-Ecología Costera (SECOS), el cauce en sus últimos 1600 m aproximadamente (**Figura 2 (B)**), presenta anchos variables que van desde los 50 m en sus puntos más angostos hasta unos 300 m en la zona de la laguna estuarina ubicada junto a la costa. En su desembocadura, si bien su ancho mantiene un comportamiento variable, durante el año, su rango suele estar entre los 70 m a 100 m.

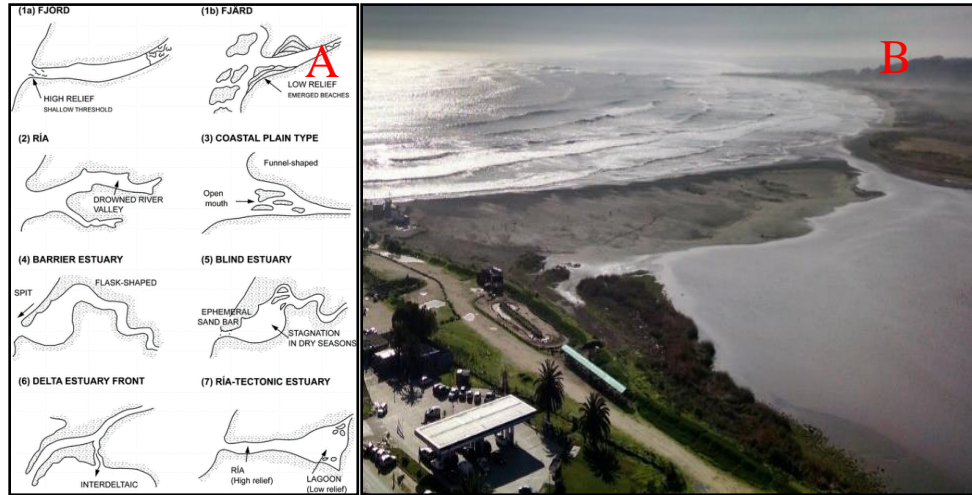


Figura 4. (A)Tipos morfológicos de estuarios (J.P. Michel & Fairbridge et. al 1980), Toma aérea (B) (Andrés Estuardo Google Earth 2017.)

3 MÉTODOLOGIA Y ANÁLISIS DE DATOS

Este estudio busca desarrollar un modelo numérico hidrodinámico del estuario del río Aconcagua en 2 y 3 dimensiones, utilizando el software Delft 3D (Deltares 2014), para el cual se requiere abundante información topo batimétrica del estuario y de sus forzantes principales para caracterizarlas adecuadamente. A partir de esta información se definirán escenarios que permitan acotar el estudio a representar la hidrodinámica del estuario en las componentes de velocidad, alturas de agua e intrusión salina.

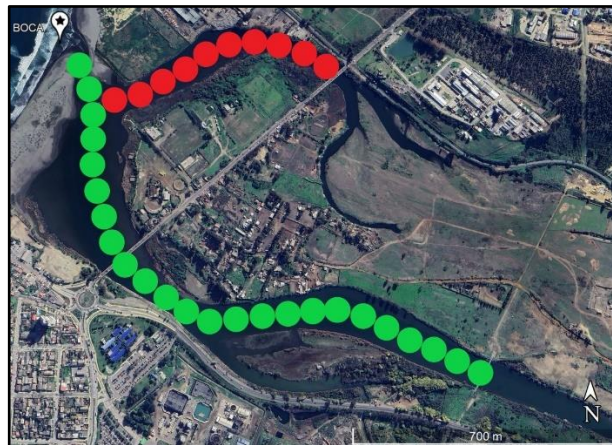


Figura 5. Brazos norte (rojo) y sur (verde) río Aconcagua (Elaboración Propia).

El río Aconcagua se puede separar en dos partes (Figura 5) llegando a la boca del estuario, el brazo sur que se extiende por 1600 m comenzando en la zona donde cruza el río un ramal de cañerías de la empresa Linde Gas Chile ($32^{\circ}55'2-4S$, $71^{\circ}29'43W$), hasta la boca del estuario y el norte, que alcanza unos 700 m a partir del puente las gaviotas en la ruta F-30-E ($32^{\circ}54'55S$, $71^{\circ}29'56W$), se definieron estos puntos, ya que la topo batimetría con la que se cuenta abarca hasta estas zonas. Es necesario diferenciarlos dado que la sección sur

representa a las aguas de la cuenca, mientras que la norte a las estancadas y posibles afloramientos subterráneos. Los modelos para generar representarán 3 escenarios, los cuales compartirán variables generales como viscosidad, densidad, rugosidad, condiciones de borde, ubicaciones de frontera, etc., y variarán malla y salinidad.

Los casos son los siguientes:

- a) Caso A: Se considera la presencia del brazo norte y sur sometidos a distintos caudales, incluyendo el promedio histórico y el medio, consiguiendo obtener profundidades, velocidades y relaciones de estas con el comportamiento de la marea, así como señales en el estuario, incluyendo la forma en que viaja el oleaje a través de este en 2D.
- b) Caso B: Se analiza el brazo sur el escenario que considera la falta del lado norte sometido a distintos caudales en 2D.
- c) Caso C: Se evalúa la presencia del brazo norte y sur sometidos a diferentes caudales, agregando la condición de salinidad en el mar, se incluyen velocidades en las capas de profundidad. Las relaciones entre alturas de mareas y distintas variables de interés como la concentración salina y en especial la forma en que actúa la cuña generada por esta sometida a diferentes caudales en 3D.

Tabla 1. Escenarios de modelación (Elaboración propia).

Escenario	Dimensión	Tiempo de Simulación (Días)	Water level (m)	Salinidad (ppt)	Warm up (hrs)	Component sets	
CASO A	2D	7	0	-	4	MAREA/MAREA2	
CASO B	2D	7	0	-	4	MAREA/MAREA2	
CASO C	3D	3	0	35/0	6	MAREA/MAREA2	
Escenario	Caudales (m ³ /s)	Boundaries	Aguas arriba	Aguas abajo	Componentes	Amplitude (m)	Phase (deg)
CASO A	5/32.8/50 .7	Abiertas	Total discharge- Time series	Water level- Astronomic	M2+S2, K1+O1	0.0591/0.063 0.0597/0.0266	297/115 297/142
CASO B	5/32.8/50 .8	Abiertas	Total discharge- Time series	Water level- Astronomic	M2+S2, K1+O1	0.0591/0.063 0.0597/0.0266	297/115 297/142
CASO C	5/32.8/50 .9	Abiertas	Total discharge- Time series	Water level- Astronomic	M2+S2, K1+O1	0.0591/0.063 0.0597/0.0266	297/115 297/142

3.1 Descripción del software

El software empleado para la generación del modelo numérico que se utilizará en este estudio es Delft3D (Deltares 2014) en el módulo FLOW, que consiste en una herramienta de código abierto, que integra los siguientes apartados:

- Delft3D-FLOW: Módulo hidrodinámico multi dimensional destinado a transporte de sedimentos, morfología y calidad de agua aplicable a ambientes fluviales, estuarinos y costeros.
- Delft3D-RGFGRID: Generación de mallas curvilíneas ortogonales en coordenadas cartesianas o esféricas.
- Delft3D-QUICKIN: Manipulación de datos de batimetría, condiciones iniciales, salinidad y otros parámetros.
- Delft3d-QUICKPLOT: visualización y animación de resultados.

El módulo por utilizar es FLOW, este computa flujo no permanente a través de una malla curvilínea de coordenadas esféricas y rectangulares.

Las principales ecuaciones utilizadas en los modelos son:

Tabla 2. Simbología ecuaciones Delft 3D (Delft-3D, 2014).

Simbología	Unidad	Definición
Z	m	Nivel de agua referido a algún plano de referencia horizontal (datum)
T	s	Tiempo
D	m	Profundidad de agua referida a algún plano de referencia horizontal (datum)
	-	Coordenadas curvilíneas horizontales
U	m/s	Velocidad promedio en la dirección ξ
V	m/s	Velocidad promedio en la dirección y o η
$\sqrt{G\eta\eta}$	m	Coficiente usado para transformar coordenadas curvilíneas a rectangulares
$\sqrt{G\xi\xi}$	m	Coficiente usado para transformar coordenadas curvilíneas a rectangulares
u	m/s	Velocidad del flujo en la dirección x o ξ
v	m/s	Velocidad del flujo en la dirección y o η
ω	m/s	Velocidad en la dirección σ (sistema de coordenadas)
w	m/s	Velocidad del flujo en la dirección z
fv	l/s	Parámetro de Coriolis
ρ_0	kg/ m ³	Densidad de referencia del agua
σ	-	Escala de la coordenada vertical
H	m	Profundidad total del agua ($H=d+\zeta$)

Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad promediada en la profundidad es derivada por la integración de la de continuidad para fluidos incompresible $\nabla \cdot \bar{u} = 0$ sobre la profundidad total, tomando en cuenta la condición de borde cinemática de la superficie del agua y nivel del fondo, es descrita por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [(d + \zeta)U\sqrt{G\eta\eta}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [(d + \zeta)V\sqrt{G\xi\xi}]}{\partial \eta} = (d + \zeta)Q \quad 1$$

Con “U” y “V” velocidades promediadas en la profundidad

$$U = \frac{1}{d + \zeta} \int_d^\zeta u dz = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad 2$$

$$V = \frac{1}{d + \zeta} \int_d^\zeta v dz = \int_{-1}^0 v d\sigma \quad 3$$

Donde “Q” representa el caudal por unidad de área debido a la descarga o captación de agua, precipitación y evaporación:

$$Q = \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out})d\sigma + P - E \quad 4$$

Con q_{in} y q_{out} las fuentes locales y sumideros de agua por unidad de volumen (1/s), respectivamente, P término de fuentes de precipitación no local y E término de sumideros debido a la evaporación no local (Delft-3D, 2011).

Ecuación de movimiento horizontal

Las ecuaciones de cantidad de movimiento en las direcciones ξ y η están dadas por:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} \\
 + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f_v \\
 = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} p_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(vV \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi
 \end{aligned} \tag{5}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} \\
 + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - f_u \\
 = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} p_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(vV \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta
 \end{aligned} \tag{6}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{-1}{\rho} * P_w + F_w - \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{1}{(d + \xi)^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(V_v \frac{\partial w}{\partial z} \right) \tag{7}$$

(Delft 3D et al. 2011).

Las variaciones de densidad son despreciables, excepto en los términos de la presión P_ξ y P_η . Las fuerzas F_ξ y F_η representan el balance de las tensiones de Reynolds horizontales. M_ξ y M_η representan la contribución debido a las fuentes o sumideros externos de cantidad de movimiento. Las tensiones de Reynolds son modeladas usando el concepto de viscosidad turbulenta (Deltares, 2016).

Ecuaciones de velocidad vertical

Cuando se considera salinidad, esta aplica como una sustancia disuelta en el agua, Delft 3D-FLOW modela el transporte de materia con una ecuación de difusión tridimensional que debe satisfacer las condiciones de: conservación de masa a través de la fórmula de continuidad discreta, monotonía (parte positiva) y exactitud (García et al. 2017).

Para garantizar que se mantiene la masa total, la ecuación de transporte se discretiza con un enfoque de volumen finito de conservación de la materia, a fin de asegurar la monotonía, se utiliza el esquema de Van Leer-2 (Van Leer et al. 1974) para la aproximación de flujos horizontales. (Delft 3D et al. 2011).

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial (d + \zeta)c}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left(\frac{\partial [\sqrt{G_{\eta\eta}} (d + \zeta)uc]}{\partial \xi} + \frac{\partial [\sqrt{G_{\xi\xi}} (d + \zeta)uc]}{\partial \eta} \right) \\
 + \frac{\partial \omega c}{\partial \sigma} = 8
 \end{aligned} \tag{8}$$

$$\frac{d + \zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left(\frac{\partial}{\partial \xi} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \xi} \right) + \frac{1}{d + \zeta} \frac{1}{\partial \sigma} + \left(D_v \frac{1}{\partial \sigma} \right) \right) - \lambda_d (d + \zeta) c + S \quad 9$$

(Delft 3D *et al.* 2011).

3.2 Condiciones iniciales.

3.2.1 Adquisición de data histórica y actual

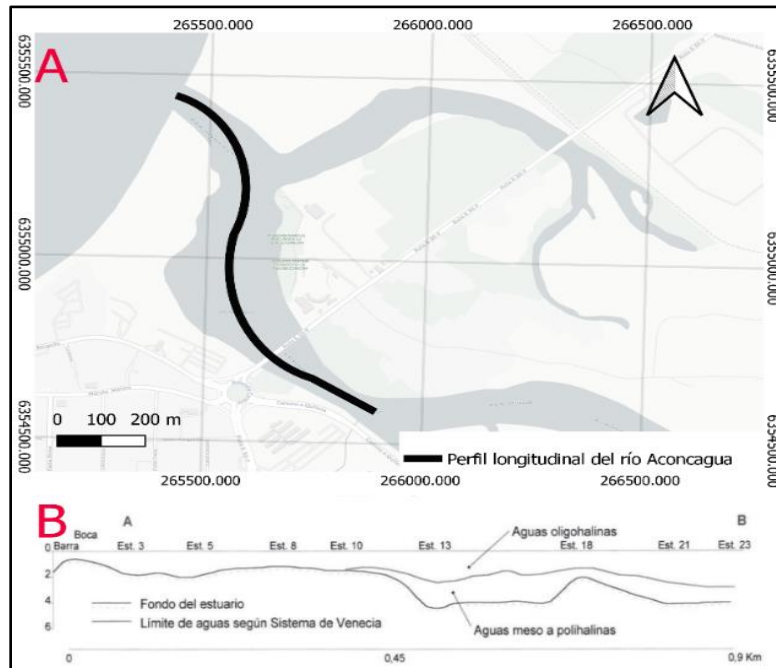


Figura 6. Vista aérea perfil longitudinal estuario Aconcagua (A) (Elaboración propia), Perfil longitudinal estuario Aconcagua. (Martínez y Cortez 2007) (B).

Se realiza una caracterización del terreno a partir de data suministrada de una campaña ejecutada en la zona de estudio entre las fechas 11 y 12 de octubre de 2021 por la empresa GEOZONE en el marco de un proyecto de investigación que está siendo ejecutado por el SECOS. Este estudio se encargó de la toma de información topográfica en el sector de la playa y batimétricos en el estuario. Los antecedentes históricos de caudales y mareas fueron extraídos de los repositorios online de la Dirección general de aguas (DGA) en la estación Puente Colmo en Limache (32° 55' 23", 71° 26' 30") y la estación VALP2 (33°027'S, 71°627'W) en Valparaíso de la Sea level station Monitoring facility (UNESCO-IOC, ingresada el 21 de junio del 2022) respectivamente.

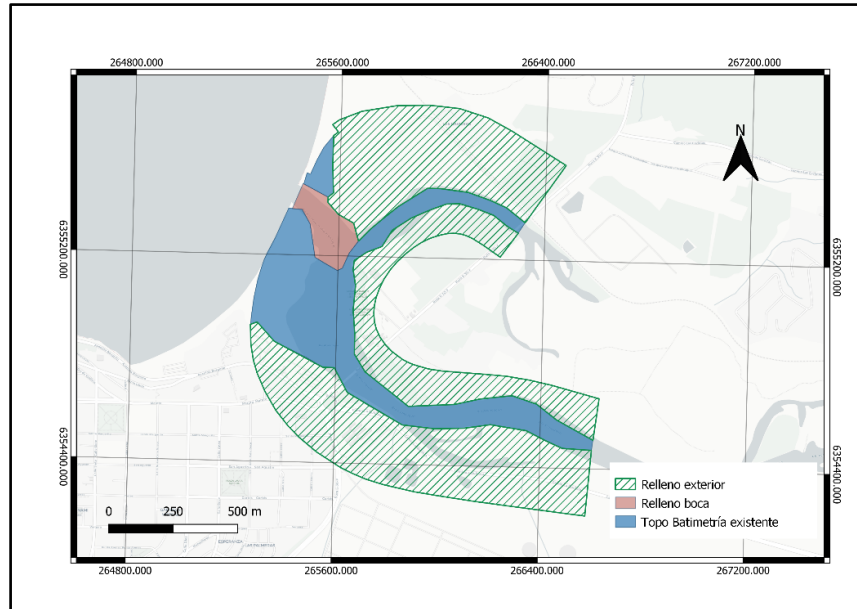


Figura 7. Sectores de datos y relleno de topo batimetría.

El estudio topo batimétrico de SECOS no abarcó todas las zonas de la entrada al estuario y terrenos adyacentes del río, lo que obligó a generar un relleno de puntos en dos áreas, una de 0.05km^2 en la boca y otra de 1km^2 para las franjas laterales del río. Se desarrolló una estrategia que permitiera procesar estos datos añadidos a fin de reducir las magnitudes de error a través de una compensación de 1.5 m resultante de la diferencia puntual de las alturas obtenidas en terreno y las recabadas del servidor SRTM de Global Mapper. Para la data desconocida de terreno correspondiente a la zona cercana a la boca, adentrándose unos 300 m al interior del estuario, se utilizó la información proveniente del servidor antes mencionado, la cual fue ajustada a la forma real del fondo basado en el perfil transversal del estuario (Figura 6 (A)) el cual sigue la línea media del río (Figura 6 (B)). Para los datos de relleno en las franjas laterales del río y la barra, esta se extrajo de la misma forma que en la boca manteniendo un ancho de franja aproximado de 800 m y un largo total de 2300 m aproximados siguiendo el eje de los brazos norte y sur.

Se requirió del software Civil 3D 2022 (Autodesk) para procesar la nueva topo batimetría añadida, se emplearon distintas resoluciones según la zona a describir (Figura 7), para el polígono exterior de terreno se utilizó una malla de puntos cada 100 m, en el caso del relleno de boca se decidió usar una mayor resolución de 10 m dado que esta zona es de alta importancia en el estudio del estuario.

3.2.2 Hidrología en la zona de estudio

Dado que no se cuenta con estaciones cercanas que representen correctamente el caudal, se decidió utilizar tres para los escenarios de modelación en Delft 3D, el promedio histórico de $32.8\text{ m}^3/\text{s}$ (Fierro et al. 2004), el medio de $50.7\text{ m}^3/\text{s}$ (Fierro et al. 2004), y una cantidad de flujo mínimo de $5\text{ m}^3/\text{s}$, que obtenido mediante la revisión de los volúmenes de agua estacionales de los meses de julio y agosto (Figura 3 (B)) y que aseguran un buen funcionamiento del modelo a bajo caudal.

3.2.3 Análisis armónico de la marea

Dada la relación producida en el estuario, es relevante analizar el oleaje, en especial en el Aconcagua por la alta interacción del río con esta. En este estudio se utilizó la marea astronómica, la que comprende el conjunto de movimientos regulares de ascenso y descenso del nivel del mar en respuesta a interacciones gravitacionales entre el sol, la luna y la tierra en periodos de 12 ó 24 horas (Universidad de Granada, 2014). La data obtenida de la UNESCO-IOC, en la estación VALP2 ubicada en la costa de la ciudad de Valparaíso ($33^{\circ}027'S$, $71^{\circ}627'W$), recopilando el registro de mareas de 30 días. Esta fue procesada mediante la herramienta U_TIDE del software Matlab para realizar un análisis de armónicos de marea.

Los datos obtenidos de IOC (Unesco) abarcan el periodo entre el 20 y el 27 de junio de 2021, estos se obtuvieron las principales componentes de marea.

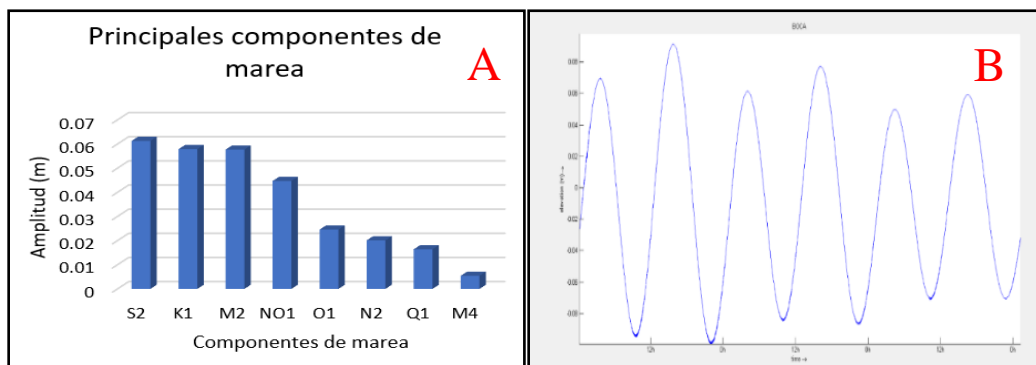


Figura 8. (A) Diagrama de marea 21-06-2021 a 23-06-2021 en las combinaciones M2+S2 y K1+NO1 (Elaboración propia), (B) Amplitudes de los distintos componentes de marea entre 21-06-2021 a 23-06-2021 (Elaboración propia).

Se revisaron las principales componentes de marea para decidir la combinación a utilizar, las que resultaron ser M2+S2 y K1+O1 (**Figura 8** (B)), en donde el modelo con el paso del tiempo va del primer par al segundo. A fin conseguir estas componentes se requirió del código U_Tide para análisis de marea en Matlab (MathWorks), obteniendo amplitud y fase de estos (**Tabla 1**).

3.3 Confección de malla

Se definió cubrir el terreno con una malla curvilínea, dada la particular geometría del estuario. Esta se extendió por más de dos kilómetros a partir del área en donde comienzan los datos de batimetría, utilizando celdas de menores dimensiones a lo ancho del río y más amplias en zonas de relleno, con lo que se logró obtener una adaptación adecuada a la malla del modelo.

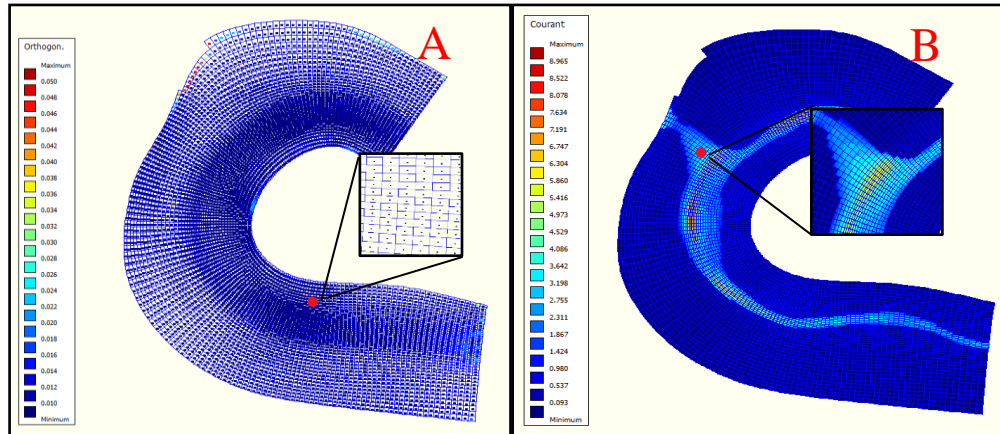


Figura 9. Ortogonalidad malla (A) y número de Courant (B)(Elaboración propia).



Figura 10. Malla superpuesta a zona de estudio.

Delft 3D permite en sus apartados RGFGRIF Y QUICKIN verificar la ortogonalidad y el número de Courant respectivamente generando en el caso de mallas con muchas curvas, complicaciones en la estabilidad de los cálculos. La ortogonalidad se obtiene midiendo el ángulo formado entre los lados de cada celda de la malla.

Podemos ver que los rangos obtenidos de ortogonalidad (Figura 9 (A)) están dentro del criterio aceptable con valores menores a 0.02 (Delft3D-FLOW 2014) en las zonas de interés. Se decidió por una malla curva que permitió representar mejor la batimetría y la geometría del cauce (Figura 10), esta genera en algunas zonas valores de Courant algo más altos, pero en las de interés se mantienen sin superar el valor de 10 (Delft3D-FLOW et al. 2014).

Delft permite visualizar el número de Courant en la malla (Figura 9 (B)), en la elaboración de esta, se limitó el paso de tiempo del modelo (Time step) a 10 segundos por cuadrícula para cumplir con un número de Courant-Friedrichs-Lewy en rangos aceptables en la modelación, el cual se mantuvo en valores bajo 10 en las zonas de interés. También el software en este apartado permite identificar las áreas más complejas o inestables de la malla que suelen producirse en las curvas, teniendo herramientas para suavizar o refinar algunas zonas de interés.

$$CFL = \frac{\Delta t \cdot \sqrt{gH}}{\{\Delta x, \Delta y\}} \quad 10$$

Las características particulares de la aplicación del modelo numérico para el caso 2D, se generó una malla de 7281 celdas de tamaño variable las cuales mantienen dimensiones cambiantes según si se encuentra en el curso del río, en promedio la zona del río tiene un tamaño de 7.5 m x 17 m.

3.4 Módulo FLOW

En Delft 3D el módulo Flow es el encargado de aplicar la hidrodinámica a las mareas en 2D o 3D, además de transporte de sedimentos, morfología y calidad de agua en ambientes fluviales, estuarinos o costeros.

Tabla 3. Parámetros generales utilizados en FLOW. (Elaboración propia).

Parámetro	Unidad	Magnitud
Gravity	m/s ²	9.81
Water level	m	0
Salinity	ppt	35
Roughness	-	0.035(Manning)
Water density	kg/m ³	1000
Viscosity	m ² /s	1
Diffusivity	m ² /s	10
Temperature	°C	15

Los parámetros (**Tabla 3**) fueron definidos de la siguiente forma:

- *Gravedad: Valor promedio nominal en la superficie de la tierra de 9.81 m/s².*
- *Salinidad: 35 ppt, concentración promedio salinidad océano pacífico.*
- *Rugosidad: consideró Manning de 0.035 en la totalidad del modelo, valor definido al consultar los Coeficientes de rugosidad de Manning por la presencia de zonas cultivables. (Chow V.T., 1982)*
- *Viscosidad: Viscosidad por defecto Delft 3D*
- *Difusividad: Difusividad por defecto Delft 3D*
- *Temperatura: Temperatura superficial del mar en el mes de noviembre.*

Para la condición aguas abajo se consideró como límite inferior Water level y en el caso del forzante se usó el tipo astronómico seleccionando las componentes de marea más significativas (**Figura 8 (B)**) que fue una combinación de M2+S2 y K1+NO1.

En la condición inicial del modelo se decidió no ingresar un nivel de llenado distinta de cero por lo que se consideró un inicio seco, se verificó que el periodo de estabilización no supero

las 6 horas que para tiempos de modelación utilizados que varían entre las 72 a 168 horas no representa problemas.

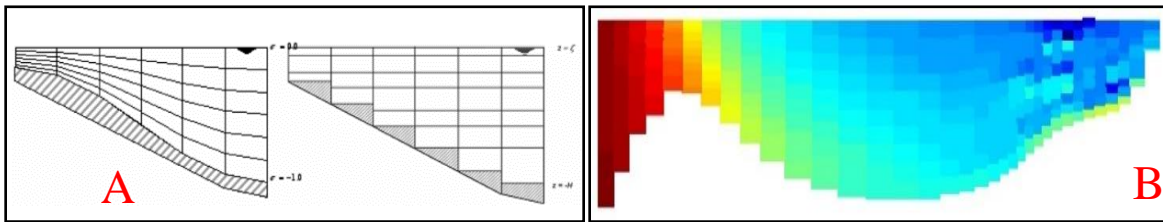


Figura 11. (A) Malla vertical para métodos Sigma y Z-Level (Deltares 2011), (B) Visualización de capas eje z (Elaboración propia).

Para modelar en 3D se debe discretizar la dirección vertical a través de una malla definida en los sistemas coordenadas sigma model (σ) y sistema de coordenadas cartesiano (Z) (**Figura 11** (A)). En el sistema sigma las capas se dividen proporcionalmente variando su tamaño, pero no la cantidad de capas que permanece constante para el área de estudio. El sistema de coordenadas cartesiano (Z) con líneas horizontales casi paralelas.

Para el modelo se dispuso de 10 capas en su vertical utilizando el sistema sigma, dada la mejor resolución en las zonas de interés próximas al lecho en comparación a lo que puede otorgar el cartesiano.

3.5 Ajuste del modelo

Dado que no se dispone de datos para realizar una correcta calibración del modelo, se decidió verificar el ajuste de este, es decir, que represente al cause bajo condiciones conocidas, con un caudal asociado a una misma fecha e imagen satelital. Se realizará la superposición del modelo a estas para comparar visualmente las zonas con agua, además se compararán perímetros y áreas de estos.

4 RESULTADOS

Los resultados obtenidos en los escenarios planteados son los siguientes:

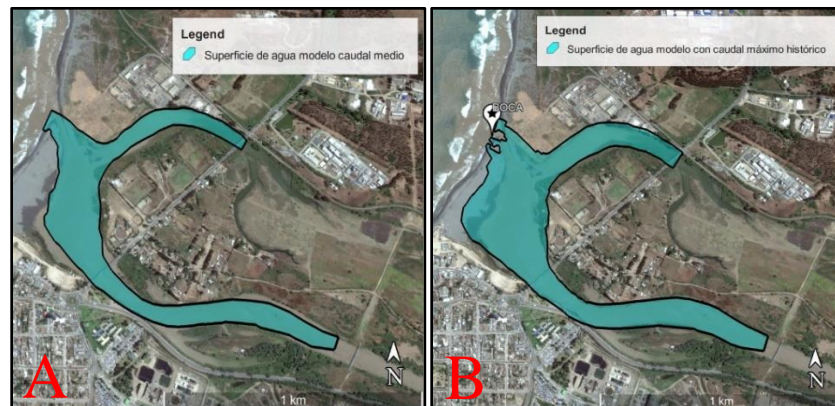


Figura 12. superposición del nivel de agua de caudal conocido (imagen (2016). (A)), superposición de inundación con caudal máximo histórico en diciembre de 1972(B) (Elaboración propia).

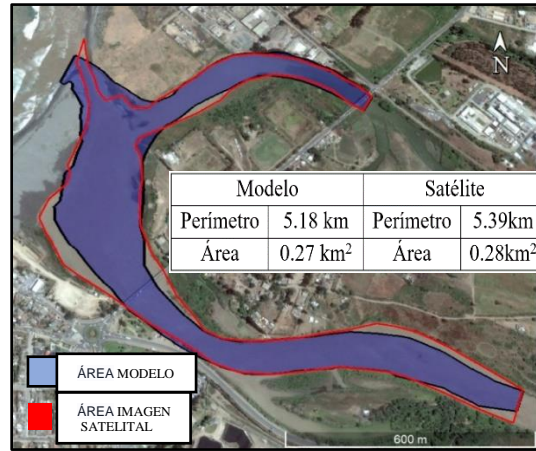


Figura 13. Superposición resultada entre modelo y satélite.

Como una forma de validar el funcionamiento del modelo se decidió realizar comparaciones entre sus resultados e imágenes satelitales, aplicando un caudal medio de $50.78 \text{ m}^3/\text{s}$ para el día de la captura de estas (enero 2016), además se realiza el mismo ejercicio con el volumen medio mensual máximo histórico de $190,74 \text{ m}^3/\text{s}$ en diciembre de 1972 (Martínez et al 2012). Se observa que el modelo cumple con el ajuste esperado y represente al cauce en su condición real, confirmando en la superposición la existencia de un ajuste adecuado (**Figura 12 (A)**). En relación con las diferencias de perímetros y áreas, la tabla en el grafico (Figura 13) muestra una diferencia del 4% entre modelo y satélite.

Podemos ver que bajo caudales más extremos se inundan levemente los laterales del río y gran parte de la barra (**Figura 12 (B)**) lo que coincide con alturas bajo los 1.5m como podemos observar en la topografía de la zona (Figura 2).

4.1 Caso A

En este caso se muestran los resultados de la altura de flujo para distintas características de marea en el escenario que considera la presencia de los brazos norte y sur. Se usaron condiciones de borde aguas arriba con la elección astronómica de marea, las que varían en sus componentes armónicos (Tabla 1), estas fueron seleccionadas como representativas para la modelación (**Tabla 1**). Aguas arriba se consideraron caudales constantes que van en cada simulación de los $5 \text{ m}^3/\text{s}$ a los $50.7 \text{ m}^3/\text{s}$, mostrando en particular el de $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$.

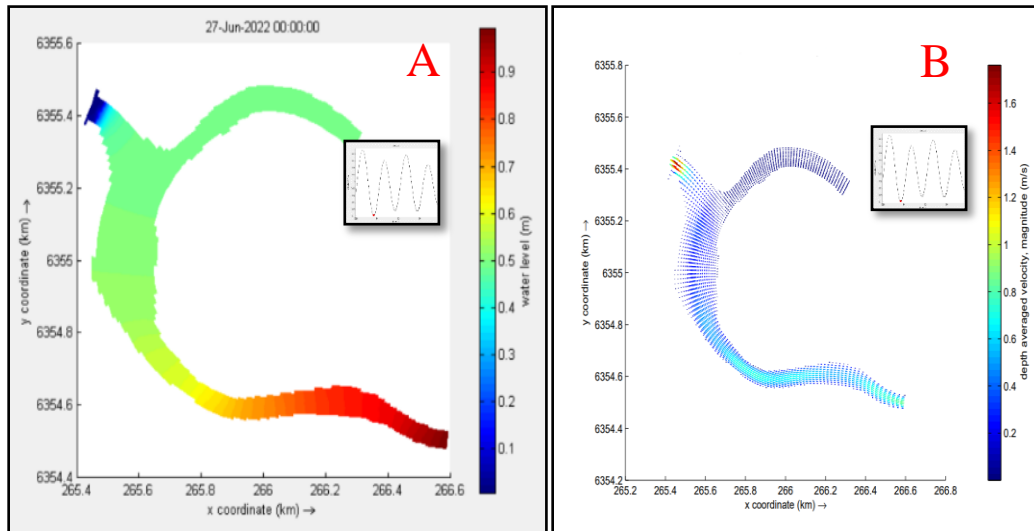


Figura 14. Vectores de velocidad promedio con caudal de $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$, para modelo sin brazo norte (Elaboración propia)

Para este caso que considera ambos brazos, podemos ver la concordancia con la toma satelital (Figura 3 (A)) donde el flujo que sale del río se ve acelerado en las zonas en que la topografía del terreno genera angostamientos, no se aplica el bloqueo de la barra en periodos secos, dado que el relleno manual de esa zona está orientado a permitir la salida del flujo, el cual además incrementa su velocidad en la boca del estuario, que dada la disminución del ancho en la misma produce aumentos de magnitudes en la zona.

En término de resultados tenemos que en los sectores sobre la laguna estuarial alcanzan profundidades cercanas a 1 m, disminuyendo gradualmente hacia la boca con alturas en promedio más próximas a los 50 cm.

Para las velocidades horizontales, las más altas se encuentran en una pequeña parte de la zona de la boca y arriba de la laguna estuarial a causa de los angostamientos en estos puntos, alcanzando los 1.6 m/s para el primero y los 0.8 m/s en el segundo, las zonas más lentas las encontramos en la laguna y el brazo norte, llegando a velocidades de 0.4 m/s en la laguna y prácticamente 0 m/s en la zona norte.

4.2 Caso B

Para este caso se muestran los resultados de la altura de flujo para distintas características de marea en el escenario que considera solo la presencia del brazo sur. Se usaron condiciones de borde aguas arriba con la elección astronómica de marea (Tabla 1), las que varían en sus componentes armónicos, estas fueron seleccionadas como representativas para la modelación (Tabla 1). Aguas arriba se consideraron caudales constantes que van en cada simulación de los $5 \text{ m}^3/\text{s}$ a los $50.7 \text{ m}^3/\text{s}$, mostrando en particular el de $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$.

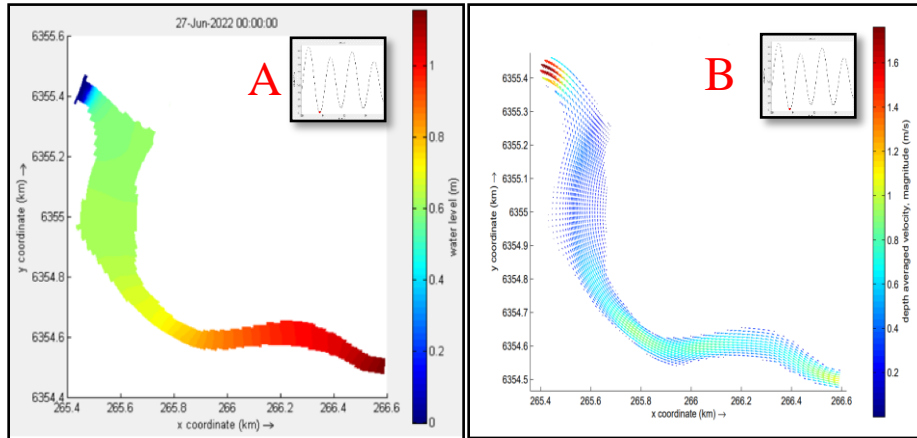


Figura 15. Altura del flujo con caudal de $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$, para modelo sin brazo norte (A) y con brazo norte (B) (Elaboración propia).

Para este caso las alturas alcanzadas aguas arriba son de 1 m, disminuyendo de forma gradual hasta los 0.5 m aproximadamente. Las velocidades horizontales más altas llegaron a los 1.6 m/s en una zona amplia de la boca y 1 m/s aguas arriba de la laguna estuarial y las más lentas se ubican en esta, sus velocidades llegan 0.4 m/s en la laguna

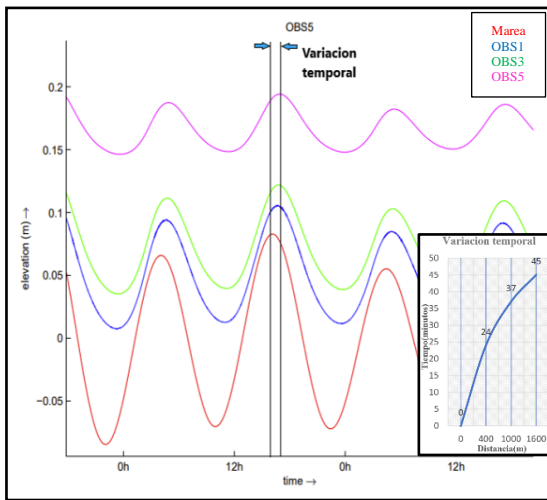


Figura 16. Tiempo en horas que tarda el efecto de desfase a distintas distancias de la boca del río (Elaboración propia).

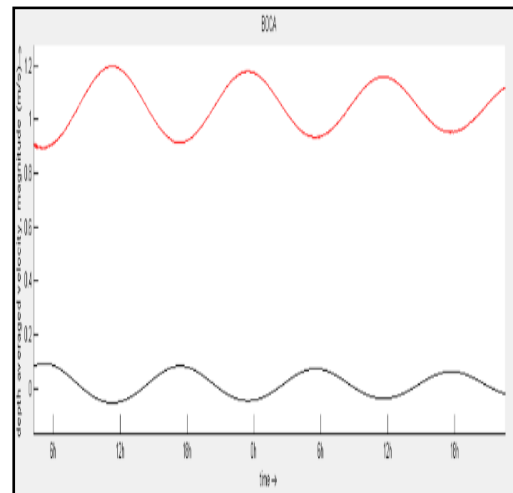


Figura 17. Para $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$, Altura marea (negro) versus velocidad (rojo) (Elaboración propia).

Es posible percibir una variación temporal en los tiempos para el efecto de la onda de marea con respecto a tres puntos de observación (Figura 16). Este desfase es de 24 min a 400 m (OBS1), 37 min a 1000 m (OBS3) y 45 min a 1600 m (OBS5) (Figura 2 (A)). Esta variación se debe a que el tiempo de viaje de la onda se ve aumentado a medida que se aleja de la desembocadura.

Para la altura de agua y velocidad es posible apreciar una relación según el instante del tiempo en el que se encuentren, vemos que en la boca (Figura 15), la rapidez se ve disminuida en los periodos de marea alta.

4.3 Caso C

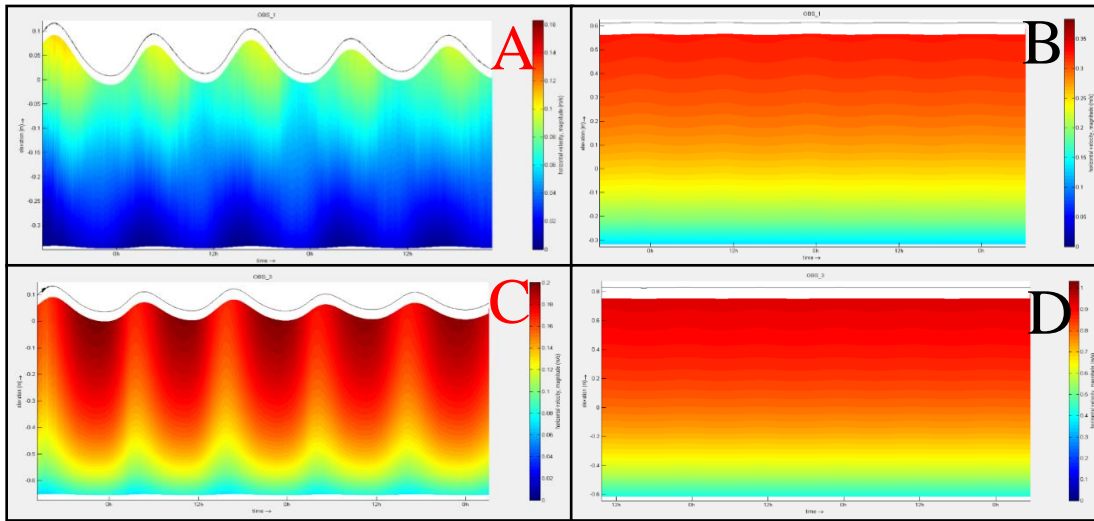


Figura 18. Distribución de velocidades horizontales en distintos caudales y puntos de observación, caudales altos (A y C, caudales bajos (B y D)). (Elaboración propia).

Se aprecia en la imagen A, que el bajo caudal permite que el efecto de la marea sea preponderante, las velocidades se ven disminuidas, de igual forma para la imagen C donde se ven ondas que alcanzan los 0.2m, que bajo la misma condición de caudal muestra lo que ocurre en el punto de observación 3 ubicado aproximadamente a 1 km de la boca del estuario en el que aún es importante el efecto de la marea, aunque con una disminución de 15cm en la altura.

En el caso de la imagen B donde está presente un caudal más alto, claramente se ven disminuidas las velocidades y el efecto de la marea se encuentra atenuado y no alcanza los mismos efectos en D donde es casi imperceptible alcanzando alturas de milímetros.

Para el caso del caudal menor se repite lo visto en 2D (**Figura 15**), con claros aumentos de velocidad en los periodos de marea baja, así como la calcada presencia del efecto de esta en puntos más lejanos de la costa (C y D **Figura 18**).

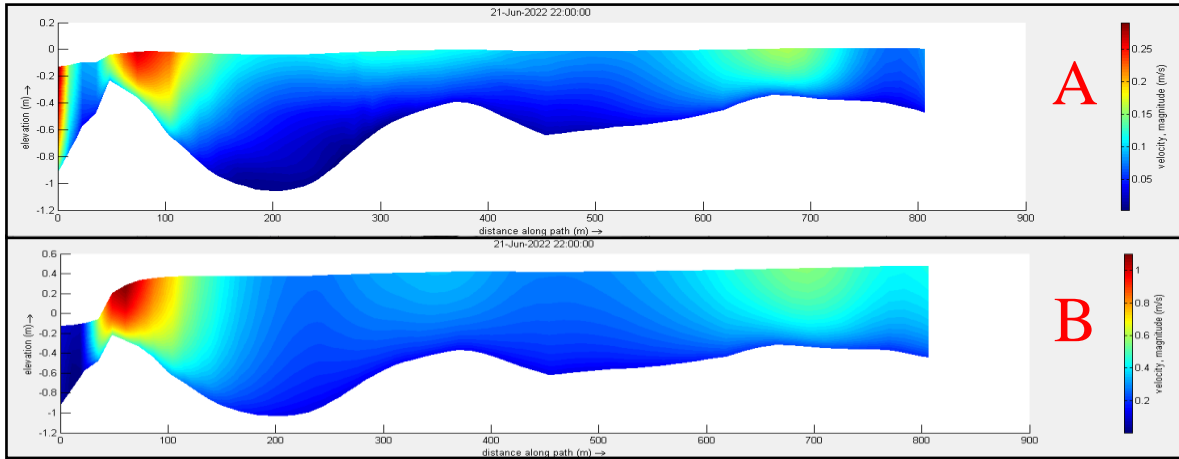


Figura 19. distribución de velocidades con $5 \text{ m}^3/\text{s}$ (A) y $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$ (B) para marea baja.

Continuando con el análisis de velocidad podemos observar el comportamiento a lo largo de un transecto longitudinal al estuario a través de la línea media del río (**Figura 6** (A)) para caudales medianamente altos y en condiciones de marea diferentes. ($5 \text{ m}^3/\text{s}$ con la baja (**Figura 19** (A)) y $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$ con el alta (**Figura 19**(B)). En las figuras se puede apreciar el clásico comportamiento de los estuarios, en donde la zona de la desembocadura presenta un incremento de la rapidez, claramente las velocidades varían mucho según el caudal, para el menor no superan los 0.25 m/s , en el alto aumenta más de 4 veces, también la condición de marea baja muestra un incremento de estas sobre todo en puntos donde la batimetría genera constricciones del flujo, tal como también se apreció en 2D (**Figura 14**).

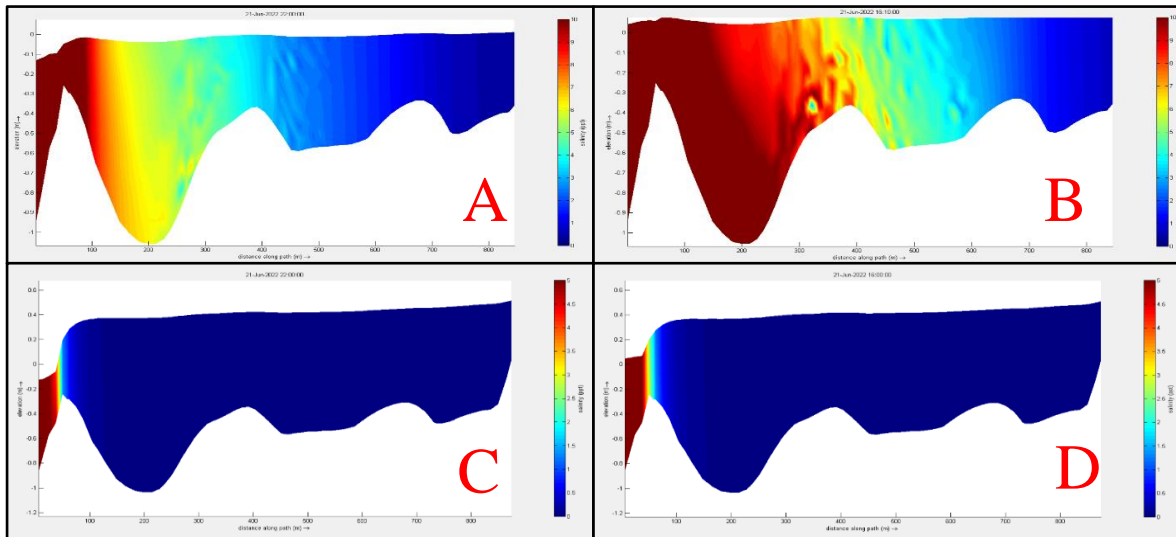


Figura 20. Distribución vertical de salinidad para: Caudal de $5 \text{ m}^3/\text{s}$, marea baja (A), alta (B) y Caudal de $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$, marea baja (C), alta (D).

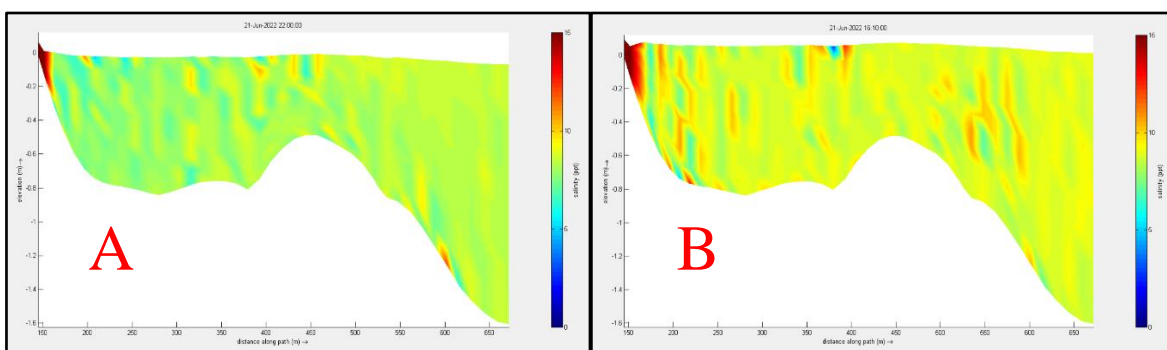


Figura 21. Distribución vertical de salinidad con caudal de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ para (A) marea baja y (B) alta.

Con respecto al comportamiento de la cuña salina presente en el río Aconcagua podemos ver que las concentraciones más altas se producen en el lecho del río, con valores entre 15 ppt y 20 ppt a los 100 m de la boca con un caudal de $5 \text{ m}^3/\text{s}$. Para el brazo norte, se tiene un comportamiento distinto dada las bajas velocidades en esta zona (Figura 14 (B)), el intercambio de agua es mínimo, lo que genera concentraciones homogéneas sin presentar una cuña definida, manteniendo ligeras perturbaciones y solo mostrando los resultados esperables que varían bajo las condiciones de marea baja o alta (Figura 21 (A) y Figura 21 (B)).

En su cauce principal, se presenta una variabilidad baja a los efectos de marea, esta es más dependiente del caudal, generando variaciones amplias entre periodos secos y con flujos medios de agua, lo que indica que la cuña está forzada por la marea, esta se aprecia débilmente estratificada y se puede observar que es nula para caudales históricos y promedios ($32,8 \text{ m}^3/\text{s}$ y $50.7 \text{ m}^3/\text{s}$), pero, bajo flujos más recurrentes (actuales y futuros), considerando las proyecciones de disminución de las lluvias en la zona (Bravo et al. 2014). Un ejemplo claro es con un flujo de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figura 20 (A) y Figura 20 (B)), donde es evidente la presencia de la cuña salina con concentraciones de unos 5 ppt en distancias cercanas a los 500 m de la boca del estuario. En contraste, el comportamiento visible en Figura 20 (C) y Figura 20 (D) es poco percibido, su efecto a distancias superiores a 50 m presentando concentraciones despreciables.

5 CONCLUSIONES

El presente estudio cumple con caracterizar el comportamiento hidrodinámico del estuario y cuantifica los efectos de las forzantes de mareas, caudales y geometría tanto espacial como temporal, esto basado en el método de validación propuesto, el que mostró que existe una diferencia mínima en las áreas y perímetros comparados y una correcta visualización de zonas inundadas.

Es importante ser conservadores con los resultados obtenidos del modelo numérico propuesto, ya que parte de la información topo batimétrica de zonas claves de este como su desembocadura debió rellenarse y podría contener errores graves, además se requiere de más datos para realizar una mejor calibración del modelo. Lo anterior genera una incertidumbre asociada a esta investigación, dado que no se cuenta con datos suficientes para una adecuada calibración del modelo.

Las bajas velocidades alcanzadas en el caso A son indicativas de que la influencia del brazo norte en la hidrodinámica del estuario es pequeña y no mantiene mayor intercambio de agua entre esta y la boca o el resto del río. Esto se ve ratificado con los resultados del caso B, donde las velocidades no se ven afectadas significativamente por la falta del brazo en el modelo.

El estuario del río Aconcagua lo podemos clasificar como un río con una barra dinámica, la que varía, cerrándose a caudales muy bajos y abriéndose cuando estos aumentan, esto queda demostrado al realizar la comparación entre años de caudales secos y normales (Figura 3 (A)) así como en los modelos de flujos medios y máximos (**Figura 12(A), (B)**). Además, la cuña salina que se observa presenta comportamientos fluctuantes bajo la influencia de los caudales, pudiendo llegar a penetrar varios kilómetros aguas arriba de la desembocadura cuando estos son muy bajos.

De los resultados obtenidos además confirmamos que los factores de marea y caudal del río son influyentes en el comportamiento hidrodinámico del estuario. Esto se hace evidente por el alcance de la onda a varios cientos de metros.

No queda claro como el ancho de la boca puede afectar su comportamiento, por lo que se recomienda profundizar el estudio de este fenómeno.

Dado que uno de los objetivos apunta a generar un modelo capaz de caracterizar la hidrodinámica del estuario, es necesario mejorar la información topo batimétrica y contar con datos de calibración para poder evaluar el comportamiento de la onda de marea ante bocas no tan estrechas y definir qué tan estratificado está el agua dada la salinidad y temperatura existentes, sobre todo en la zona del brazo norte y la laguna estuarial. Es relevante contar con nuevas mediciones que permitan obtener batimetrías y datos hidrológicos actualizados, a fin de desarrollar un modelo que ayude a estudiar los cambios esperados para el estuario en condiciones de caudales con tendencias a la baja y con un sistema fuertemente antropizado que podrían promover un aumento de la salinidad en el estuario.

6 BIBLIOGRAFÍA

ELLIOTT, M. & McLUSKY, S. The need for definitions in understanding estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2002, N° 55, p. 815-827. (doi:10.1006/ecss.2002.1031).

LIVIU GIOSAN. Protect the world's deltas. *Nature* N°516, p. 31-33. (10.1038/516031^a)

ODEPA 2018, Oficina de Estudios y Políticas Agrarias. El cambio climático y los recursos hídricos de Chile 2018, p162.

BRAVO, M., Flores, R., Galindo, R., Garreaud, R.D., Muñoz, E., Serey, A., & Viale, M. (2014). Determinación de posibles impactos en la gestión de los abastecimientos humanos

de agua situados en la zona Metropolitana de Chile, provocados por fenómenos asociados a Cambio Climático. *Aquaea Paper N°5*. Fundación Aquaea. 68 pp.

ARAYA-VERGARA, J. Determinación preliminar de las características del oleaje en Chile Central. *Noticiero Mensual Museo Nacional de Historia Natural*, 1971, Vol. 15, N° 174, p. 8-12.

JUAN P. BOISIER. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. (doi: 10.1002/2015GL067265).

WAYLEN, P. & CAVIEDES, C. Annual and seasonal fluctuations of precipitation and streamflow in the Aconcagua River basin, Chile. *Journal of Hydrology*, 1990, N° 120, p. 79-102.

FIERRO, J. Hidrodinámica mareal en el estuario del río Aconcagua. Valparaíso: Tesis para optar al título de Magíster en Oceanografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso y Universidad de Valparaíso, 2004.

Deltares (2014). “Delft3D” available at <https://www.deltares.nl/en/software/delft3d-4-suite/>

FAIRBRIDGE, RW, 1980. El estuario: su definición y ciclo geodinámico. En: Olausson, E., Cato, I. (Eds.), *Química y Biogeoquímica de Estuarios*. Wiley, Nueva York, págs. 1–36. Fairbridge, RW,

Bram van Leer, 1973. Towards the Ultimate Conservative Difference Scheme. II. Monotonicity and Conservation Combined in a Second-Order Scheme p361-370. Leiden, The Netherlands

MARTINEZ & CORTEZ. Características hidrográficas y sedimentológicas en el estuario del río Aconcagua, Chile Central, *Revista de Geografía Norte Grande*, 37: 63-74 (2007)

UNIVERSIDAD DE GRANADA, Ingeniería marítima, (2012). “Oscilaciones de periodo largo: Marea astronómica”.

DELTARES SYSTEMS. Hydro Morphodynamics FLOW user manual 2014. Available at https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf

Chow, V. (1959). “Open-Channel Hydraulics”. McGraw-Hill, New York. Table 5-6.

MARTINEZ, FERNANDEZ y RUBIO. Caudales y variabilidad climática en una cuenca de latitudes medias en Sudamérica: río Aconcagua, Chile Central, 58° *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*. Tabla 4 p234 (2012)



UCSC

Simposio de Habilitación Profesional
Departamento de Ingeniería Civil
Octubre de 2022

Determinación de posibles impactos en la gestión de los abastecimientos humanos de agua situados en la zona Metropolitana de Chile, provocados por fenómenos asociados a Cambio Climático. Aquaea Paper N°5. Fundación Aquaea. 68 pp.